Földtani Közlöny is abstracted and indexed in
GeoRef (Washington),
Pascal Folio (Orleans),
Zentralblatt für Paläontologie (Stuttgart),
Referativny Zhurnal (Moscow) and
Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató (Budapest)



Tartalom — Contents

Első borító: Boldogkő várának romjai, középső-miocén riolittufa anyagú sziklaszirten állnak (Fotó: BARÁZ Csaba). Hátsó borító: A Regéci várat I. Lipót császár rendelete értelmében 1686-ban rombolták le (Fotó: BARÁZ Csaba).

Budapest, 2012 ISSN 0015-542X

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés, ill. a folyóirat egyéb rovataiba tartozó mű. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 20 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A rövid közlemény terjedelme maximum 4 nyomtatott oldal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt értekezés és rövid közlemény bármelyik nyelven benyújtható, az értekezés esetében magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Magyar nyelvű értekezéshez elvárt egy részletes angol nyelvű összefoglaló. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A kéziratot (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) pdf formátumban — lemezen vagy hálózaton keresztül - kell benyújtani. Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára.

A Szerkesztőbizottság a cikket, indoklással, lektoráltatás nélkül is elutasíthatja. Elfogadás esetén a Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A lektorálásra 3 hét áll rendelkezésre. A harmadik lektor egy elfogadó és egy elutasító vélemény, (vagy elmaradó lektorálás) esetén kapja meg a kéziratot, amennyiben a szerkesztőbizottság így dönt, miután mérlegelte az elutasítás, ill. a további lektoráltatás lehetőségét.

A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja vissza a javított változatot. A szöveget word fájlban az ábrákat és táblázatokat külön-külön fájlban, megfelelő formátumban (l. később), elektronikusan. A teljes anyagból 1 példány nyomatot is kérünk. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenntartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a) **Cím**
b) **Szerző(k), postacímmel** (E-mail cím)
c) **Összefoglalás (magyarul, angolul)**
d) **Bevezetés, előzmények**
e) Módszerek
f) Adatbázis, adatkezelés
g) **A téma kifejtése** — megfelelő alcím alatt
h) Diszkusszió
i) **Következtetések**
j) Köszönetnyilvánítás
k) **Hivatkozott irodalom**
l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák
m) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok (magyarul és angolul)

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Kérjük, hogy az alcímeknél és bekezdéseknél ne alkalmazzanak automatikus sorszámozást vagy bekezdésjelölést. Harmadrendű alcímnél nem lehet több. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:

RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az irodalomjegyzék tételei az alábbi minta szerint készüljenek:

WIGNALL, P. B. & NEWTON, R. 2001: Black shales on the basin margin: a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France. — *Sedimentary Geology* **144/3,** 335–356.

A hivatkozásokban, irodalmi tételekben a szerző nevét kis kapitálissal kell írni, a cikkben kerülendő a csupa nagybetű használata.

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép) a tükörméretbe (170×240 mm) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. A fotótábla magassága 230 mm lehet. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr. kiterjesztéssel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni. Amennyiben az ábra nem konvertálható cdr formátumba, a fekete és színes vonalas ábrákat 1200 dpi felbontással, tif kiterjesztéssel, a szürkeárnyalatos fényképeket 600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif, ill. jpg kiterjesztéssel tudjuk használni. A színes ábrák és képek közlése a szerző kérésére és költségére történik.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési idejét. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106., e-mail: piros.olga@mfgi.hu

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
142/3, Budapest, 2012

In memoriam

Dr. Juhász András



1930–2012

Juhász András 1930. március 10-én Sajósenyén született egy négygyermekes földműves család harmadik gyermekeként. Apja I. világháborús hadirokkant, ezért a fiatal fiú korán megismerte a munka világát. Iskoláit a szomszédos Sajóvámoson végezte, majd ösztöndíjjal a miskolci Fráter György Gimnáziumban folytatta. Ott érettségizett 1950-ben, kitűnő eredménnyel.

Sopronban szerezte meg bányamérnöki diplomáját 1954-ben, ahol a hidrogeológiát HORUSITZKY Ferenc oktatta és szerettette meg vele. Az egyetem elvégzése után rövid ideig a Dorogi Szénbányászati Tröszt hidrogeológusa. Fiatal mérnökként már 1955. december 15-én kinevezték a Borsodi Szénbányászati Tröszt főgeológusának. Később a Borsodi Szénbányák Vállalat főgeológusaként évtizedeken át a bányavizekkel, valamint a karsztokkal és a karsztvizekkel foglalkozott, és e tárgykörökben számos jelentős tanulmányt is publikált. Főgeológusként feladata volt a bányaüzemi geológiai szolgálat megszervezése, az ásványvagyon-gazdálkodás irányítása, a bányavízvédelmi feladatok megoldása, a földtani kutatási tevékenység összehangolása a vállalat hosszabbtávú bányaművelési elképzeléseivel. Ebben a beosztásában vált a borsodi medence legavatottabb, legtapasztaltabb földtani szakemberévé, s innen ment nyugdíjba is 1990 decemberében. Munkáját nyugdíjazása után vállalkozóként is tovább folytatta, óriási ismeretanyagára támaszkodva több külfejtéses szénbánya kutatási tervét és zárójelentését készítette el.

1961–2001 között a Miskolci Egyetem meghívott előadójaként geológus- és bányamérnök hallgatóknak hidrogeológiát, karszthidrológiát majd szilárdásvány-kutatást oktatott. A földtudomány kandidátusa tudományos fokozatot, annak megvédése után, 1965-ben nyerte el. A magyar tudományos élet számos (65 db) dolgozatát, közleményét tartja számon a borsodi szénmedence földtani viszonyai, hidrogeológiai jellemzői és szerkezeti bonyolultságának vizsgálata, valamint az ásványvagyon-gazdálkodás területéről. 1973-ban címzetes egyetemi docensi címet kapott. Hosszú ideig állandó meghívottja volt a Miskolci Egyetem (korábban NME) Földtani Intézete államvizsga-bizottságának. 1970–1979 között az MTA Föld- és Bányászati Osztálya tevékenységéhez kapcsolódóan a Tudományos Bizottságok tagjaként tevékenykedett, részt vállalt a MTA Miskolci Akadémiai Bizottság Földtani Munkabizottságában is.

Jelentős szerepe volt a szakmai közéletben is, úgy országos, mint regionális szinten. A Magyar Hidrológiai Társaság munkájába 1957-ben kapcsolódott be. A Nagy-miskolci Csoportban ellenőr, majd 1961-ben a Karsztvízkutató Szakosztály elnöke lett. Vezetése alatt a feltáró gyakorlati munkák mellett, a rendszeres karsztvízmegfigyelések és a karsztvízjáratok összefüggéseinek tudományos feldolgozása irányába indultak el. Első ízben foglalkoztak a Bükk egy részén a felszín alatti (karsztvíz)-tározások lehetőségeinek vizsgálatával. Megállapították Miskolc termál vizeinek és a Borsodi Szénbányák vízgyűjtő

területének felszín alatti vízkészletét. 1968-tól a Magyar Hidrológiai Társaság egyik alelnöke, amely tisztségét 1990-ig tölti be. Vezetőként részt vett a fiatal hidrogeológusok találkozójának megszervezésében. Tagja volt a vezetőség 1977-ben létrehozott szerkesztő bizottságának és 1978-ban a bányavizekkel foglalkozó tudományos munkabizottságnak is.

Részt vett a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1958. évi újjászervezésében. Ott egészen nyugalomba vonulásáig, mint társelnök, szakosztályelnök, elnökségi tag és az Érem Bizottság tagja tevékenykedett. 1970-ben a Miskolci Szakosztály elnökévé választották. A Társulati tevékenységéért 1972-ben Herman Ottó-érmet, 1985-ben pedig MTESZ-díjat kapott.

A Magyarhoni Földtani Társulat Észak-magyarországi Területi Szervezete 1961. október 12-én alakult meg, ekkor rögtön beválasztották annak vezetőségébe. Később elnök lett, először 1972-ben, majd 1991–1997 között, 1997-től pedig tiszteletbeli elnök. Az MFT társelnöke is volt, a Választmánynak pedig több ciklusban tagja, később Tiszteleti Tag. 1972-ben megkapta a Társulati emlékgyűrűt, 1994-ben a Pro Geologia Applicata Emlékérmet.

Az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület munkájában 1965 óta vett részt. A Borsod-Abaúj-Zemplén Megyei Mérnök Kamara örökös tagja. Munkája elismerésének jeléül többek között megkapta a Bányászat Kiváló Dolgozója (1958), a Földtani Kutatás Kiváló Dolgozója (1963), a Vízgazdálkodás Kiváló Dolgozója (1977) kitüntetéseket. 2003-ban az MTA Arany János Közalapítvány Szakkuratóriuma Kvassay Jenő-díjban részesítette.

Családját szerető, öt gyermeket nevelő, csendes, kissé magába forduló, tudós típusú embernek ismertük meg, akit már fiatal kora óta Bandi bácsinak szólítottak. Egészségi állapota már évek óta fokozatos visszavonulásra kényszerítette, és ritkábbakká váltak a személyes találkozások is. Rövid betegség után 2012. augusztus 3-án hunyt el. Búcsúztatója református szertartás szerint 2012. augusztus 13-án volt az avasi Református Nagytemplomban. A szakma, a Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kara és a Magyarhoni Földtani Társulat nevében FÖLDESSY János, a Magyar Hidrológiai Társaság nevében FÁZOLD Ádám búcsúztatta a nagy létszámú család, a rokonság, sok-sok ismerőse, barátja, szakmabeli kollégája és tisztelője előtt. Koporsóját a Bányász himnusz mellett helyezték örök nyugalomra.

FÖLDESSY János búcsúbeszédéből idézve: *„A szénbányászat, amelyhez annyi szállal kötődött, és ami húsz év óta van visszavonulóban, ma az újjáéledés jeleit mutatja. Így bizonyos, hogy munkái, életműve újra előtérbe kerül, neve és tevékenységének maradandó értékei remélhetően még évtizedekig összekapcsolódnak majd a borsodi szénmedence megújulásával."*

Kedves Bandi bácsi, nyugodj békében! Jó szerencsét!

KISS Péter

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

142/3, 229–242., Budapest, 2012

Szénhidrogén-migráció nyomai Pécsvárad környékén (Mecsek hegység)

LUKOCZKI Georgina[1,2], SCHUBERT Félix[2], HÁMORNÉ VIDÓ Mária[3]

[1]Pécsi Tudományegyetem, Földtani Tanszék, H–7624 Pécs, Ifjúság útja 6. e-mail: lukoczki@gamma.ttk.pte.hu
[2] Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, H–6722 Szeged, Egyetem utca 2–6.
[3] Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, H–1143 Budapest, Stefánia út 14.

Traces of hydrocarbon migration near Pécsvárad (Mecsek Mts)

Abstract

Research carried out over recent few years has revealed that a part of the Hosszúhetény Calcareous Marl Formation (HCMF) contains mature organic matter (total organic carbon content [TOC] = 0.4%) (RAUCSIK et al. 2002). During earlier fieldwork, numerous calcite veins were discovered in an outcrop of the HCMF near Pécsvárad (SW Hungary); this has an intense odour, like that of bitumen. Based on the myriad of petroleum inclusions of the fracture-filling calcite, it could be proved that in the past the fracture system acted as a migration pathway for petroleum-bearing fluids.

The aims of the present study were to determine the type of organic matter in the marl — and its stage of maturity — by vitrinite reflectance measurements. The purpose of this was to verify whether the HCMF could have been the source rock of the oil which was trapped in the fluid inclusions of the vein-filling calcite. It also served to study the fluids trapped in the inclusions by applying the methods of fluid inclusion petrography, microthermometry and UV-fluorescence microspectroscopy. The organic matter in the HCMF is mainly composed of liptinite of marine origin, but there are also traces of vitrinite and ineritinite of terrestrial origin. Therefore it can be established that the accumulation environment of the rock was a marine environment relatively close to a coastal environment.

Based on the measured vitrinite reflectance values (R_o%=0.73), the organic matter in the marl reached the oil window and thus oil was generated. Therefore it can be assumed that the HCMF served as a source rock for the trapped oil; nevertheless, further analysis is needed to confirm an exact determination. The peak temperature of the studied part of the HCMF was evaluated using the Vitrinite Reflectance Geothermometry (VRG) method elaborated by BARKER & PAWLEWICZ (1994). The marl was heated to a temperature of 106–117 °C.

Six pure calcite veins with different textural habits could be distinguished in the studied outcrop of the HCMF. In the calcites, fluid inclusion assemblages (FIAs) of primary origin contained one-phase (liquid) inclusions. The vast majority of the secondary FIAs contained one-phase (liquid), two-phase (liquid+vapour), and three-phase (liquid+liquid+vapor) fluid inclusions. Under UV-excitation, most of the secondary fluid inclusions showed an intense fluorescence, indicating a hydrocarbon-bearing fluid infill. Visually, three different fluorescence colours could be determined (yellowish blue, light blue and vivid blue). Nevertheless, the UV-fluorescence microspectroscopy did not show any difference between FIAs of yellowish blue and light blue fluorescent colours. Thus the petroleum inclusions (characterised by different fluorescent colours) were probably trapped by the same fluid through the fractionation of the original petroleum fluid during the trapping process.

Microthermometry was performed on secondary, two-phase aqueous and petroleum inclusions, respectively. The determination of the low temperature phase changes could not be completed due to the small size of the inclusions (less than 3 µm). Based on the homogenization temperatures, the temperature of the hydrocarbon-bearing fluid migration was between 65 °C and 110 °C.

On the basis of the characteristics of the organic matter of the HCMF, it can be purported that the marl is the source rock of the petroleum which was trapped in the vein-filling calcites.

Keywords: Mecsek Mts, organic matter, vitrinite reflectance, fluid inclusion, microthermometry, UV-fluorescence

Összefoglalás

Az elmúlt néhány év kutatásai eredményeként ismertté vált, hogy az alsó-jura Hosszúhetényi Mészmárga Formáció (HMF) egy Pécsváradtól északra található kőfejtő által feltárt része jelentős mennyiségű szerves anyagot tartalmaz (teljes szerves szén tartalom, TOC = 0,4%) (RAUCSIK et al. 2002). A márga anyaga tektonikai események hatására meggyűrődött és repedésekkel szabdalódott fel. E repedéseket kalcit töltötte ki, mely ütés hatására erős

bitumenszagot áraszt. A jelenséget a repedéskitöltő kalcitokban csapdázódott szénhidrogén-tartalmú fluidumzárványok kiszabadulása okozza.

Munkánk során a HMF pécsváradi feltárásából vett minták szerves anyagának vizsgálatát végeztük el vizuális kerogénelemzéssel és vitrinitreflexió-méréssel annak érdekében, hogy megállapítsuk, a márga szolgálhatott-e a repedéskitöltő kalcitokban csapdázódott szénhidrogén anyakőzeteként. Fluidumzárvány-mikrotermometriai és UV-fluoreszcens vizsgálatok alkalmazásával a szénhidrogén-migráció körülményeit vizsgáltuk.

Megfigyeléseink alapján a HMF feltárt szakaszának szerves anyaga legnagyobbrészt tengeri eredetű liptinitből áll (II. típusú kerogén), de jelentős mennyiségű szárazföldi eredetű vitrinitet is tartalmaz, ami alátámasztja a márga felhalmozódási környezetének szárazföldhöz közelebbi kapcsolatát. A vitrinitreflexió-értékek alapján (R_o%=0,73) a szerves anyag elért az olajképződés szakaszába (olajablak). A képződmény vizsgált szakaszának a vitrinitreflexió-értékekből számított maximális felfűtési hőmérséklete 106 °C és 117 °C között lehetett.

Mikroszkópos szöveti elemzés alapján hatféle kalcitértípust különítettünk el. UV-gerjesztés alatti vizsgálat során vizuálisan háromféle színű (élénkkék, világoskék, sárgáskék) szénhidrogén-tartalmú fluidumzárvány-együttest (FIA, Fluid Inclusion Assemblage) különböztettünk meg. Az UV-fluoreszcens mikrospektroszkópos mérésekből kapott spektrumok nem mutattak különbséget a világoskék és a sárgáskék fluoreszcens színű zárványok között. A fluidumzárványok mikrotermometriai vizsgálatával megállapítottuk, hogy a szénhidrogén-tartalmú fluidum migrációja 65 °C és 110 °C közötti hőmérsékleten zajlott. A HMF szerves anyagának tulajdonságai alapján feltételezzük, hogy a repedésrendszerben migrált szénhidrogén anyakőzete a márga lehetett.

Tárgyszavak: Mecsek hegység, szerves anyag, vitrinitreflexió, fluidumzárvány, mikrotermometria, UV-fluoreszcencia

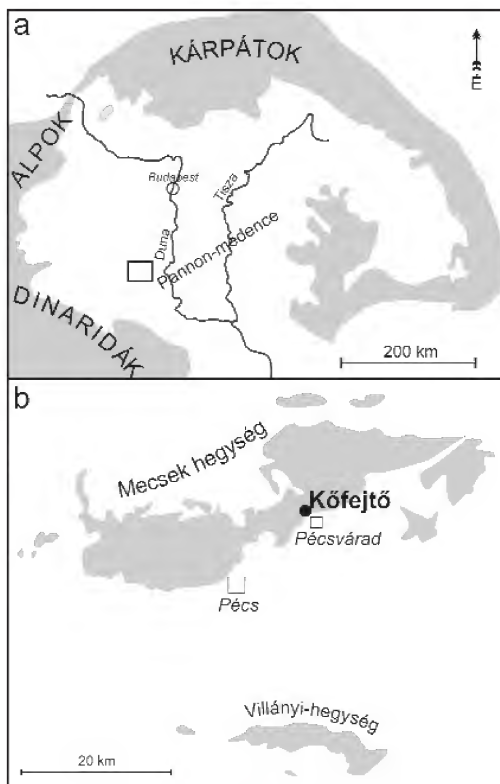
Bevezetés

A Hosszúhetényi Márga Formáció (HMF) szerves anyagára vonatkozó első vizsgálatokat RAUCSIK et al. (2002) végezték. Rock-Eval pirolízis alkalmazásával kimutatták, hogy a márga számottevő mennyiségű szerves anyagot tartalmaz (0,4% TOC), melyet II. és III. típusú kerogén alkot. RAUCSIK et al. (2002), valamint RAUCSIK & VARGA (2008) biológiai markervizsgálattal megállapították, hogy a szerves anyag az evolúciója során eljutott az olajképződés szakaszába (olajablak).

A márga képződési környezetének rekonstrukciója érdekében VARGA et al. (2002) paleontológiai, RAUCSIK & MERÉNYI (2000), valamint RAUCSIK & VARGA (2008) agyagásványtani vizsgálatokat végeztek. A márgában három agyagásványtípust találtak: illitet, kaolinitet és illit/szmektit kevert szerkezetű ásványokat. RAUCSIK & MERÉNYI (2000) szerint a kaolinit és az illit relatíve proximális, mély, külső self üledékképződési környezetet jelez.

Munkánk során a Pécsváradtól északra (Keleti-Mecsek) található, felhagyott kőfejtőből begyűjtött minták vizsgálatát végeztük *(1. ábra)*. A kőfejtő a gyűrt, töredezett, alsó-jura Hosszúhetényi Mészmárga Formáció képződményeit tárja fel. A vizsgálatokat a HMF-be sorolt kőzet anyagából, valamint annak repedéseit cementáló kalcitokból begyűjtött mintákon végeztük.

A kalciterek ütés hatására erős bitumenszagot árasztanak. UV-gerjesztés alatt végzett mikroszkópos vizsgálattal megállapítottuk, hogy a bitumenszagot a kalciterekben zárványok formájában csapdázódott szénhidrogén-domináns fluidum kiszabadulása okozza. Munkánk célja a zárványfluidumok jellemzése, valamint a márga szerves anyag típusának és érettségének pontosabb becslése annak megállapításához, hogy a márga szolgálhatott-e a kalciterekben csapdázódott szénhidrogén forrásaként. Vizsgálataink célja továbbá a kalciterek tipizálása szöveti és morfológiai szempontok szerint, terepi és mikroszkópos vizsgálatok alapján.



1. ábra. A vizsgált terület elhelyezkedése. a) A terület helyzete a Pannon-medencén belül. b) A vizsgált képződményt feltáró kőfejtő helyzete a Mecsek hegységben (szürke árnyalattal a mezozoos és paleozoos képződmények felszíni kibukkanásai)

Figure 1. *Location of the study area. a) Situation of the area in the Pannonian Basin. b) Situation of the quarry exposing the studied formation in the Mecsek Mts. (grey shade indicates outcrops of Mesozoic and Palaeozoic formations)*

Földtani háttér

A jura időszakban a Mecsek hegység a Tiszai-egység részeként a Tethys északi selfjén, az európai lemez D-i peremén helyezkedett el. A sinemuri korszak kezdetén a területen felerősödött a transzgresszió, melynek egyik oka az általános vízszintemelkedés, de a terület felgyorsuló süllyedése is hozzájárult a tengerszint növekedéséhez (HAAS 2001). A tenger térnyerésével a terrigén anyag forrásterülete távolabb került, az üledékképződés egy nyílt, mélyebb medencében folytatódott, aminek következtében finom szárazföldi törmelékanyag és biogén karbonátos iszap halmozódott fel együtt, így létrehozva a foltos márgát (allgäui fácies). Képződése a self külső, mélyebb részén, a vihar hullámbázis alatt mehetett végbe (HAAS 2001, RAUCSIK & MERÉNYI 2000), s a Mecseki Kőszén Formációra települt márgarétegekből (Vasasi Márga Formáció, ún. fedőmárga) fokozatos átmenettel fejlődött ki. Az összletben felfelé haladva fokozatosan nő a mésztartalom és erősödik a foltosság (NÉMEDI VARGA 1998).

A foltos márga pontos korának meghatározása nehéz, mivel hiányoznak belőle a rétegtanilag értékelhető faunaelemek (HETÉNYI 1966). A kormeghatározást tovább nehezíti, hogy a meszes márgából álló legalsó rétegek fokozatos átmenettel fejlődtek ki a fedőmárgából. A Magyar Rétegtani Bizottság Jura Albizottsága a Hosszúhetényi Mészmárga Formációt a sinemuri felső és a pliensbachi alsó részébe sorolta (CSÁSZÁR 1997).

A jurabeli riftesedés eredményeként a Tiszai-egység levált az európai selfről, majd a kréta–kora-paleogén idején az Alcapa-lemeztömbbel egyesülve jött létre a Pannon-medence egységes aljzata. A mecseki területekre a paleogén–neogén idején komplex, többfázisos tektonikai események hatottak (CSONTOS et al. 2002).

A minták származási helye

A begyűjtött minták származási helye a *2. ábrán* látható. A terepbejárások során a mellékkőzetből (HMF) két mintát, a különböző értípusokból pedig összesen 14 darab mintát vettünk. Az erekből vett minták felsorolása az *I. táblázatban* látható.

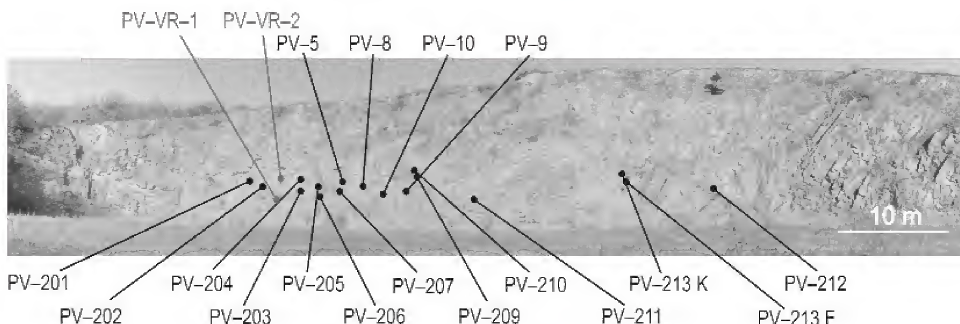
Vizsgálati módszerek

A karbonáterek szöveti jellemzőinek vizsgálatát Olympus SZX9 binokuláris, ill. BX41 polarizációs mikroszkóppal végeztük az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén. A petrográfiai vizsgálatokat kis sebességű vágógéppel darabolt, polírozott vékonycsiszolatokon végeztük. A vékonycsiszolatokat EVAMY (1963) módszere alapján alizarin-red-S-t és K-ferricianidot tartalmazó festékkel festettük meg a karbonátásvány meghatározásához.

A szénhidrogén-domináns fluidumokat tartalmazó zárványok (továbbiakban CH-zárványok) azonosításához és tipizálásához polarizációs mikroszkópra felszerelt Olympus U-RFL-T típusú UV-fluoreszcens feltétet és UMNU2 szűrőkockát (gerjesztő szűrő 420–480 nm, emisszió szűrő 520IF, dikromatikus tükör 500 nm) használtunk. A mikrotermometriai vizsgálatokat két értípusból készült, mindkét oldalán polírozott vastagcsiszolatokon végeztük 100-szoros nagyítású objektívvel, Linkam THMSG 600 hűthető-fűthető tárgyasztallal felszerelt Olympus BX41 polarizációs mikroszkóppal az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén. A tárgyasztal hűtése folyékony nitrogén, fűtése elektromos fűtőszál segítségével történik. A műszer mérési tartománya –196 °C és +600 °C között van. A műszer kalibrálása szintetikus fluidumzárványok segítségével történt 0 °C-on és 374 °C-on. A mérési pontosság 100 °C körüli hőmérsékleten ±0,5 °C.

Továbbiakban a SCHUBERT et al. (2007) által javasolt, fluidumzárványokra vonatkozó szakkifejezéseket és rövidítéseket használjuk.

A szénhidrogén-tartalmú fluidumzárvány-együttesek elkülönítésének céljából a fluidumzárványok UV-fluoreszcens mikrospektroszkópiai vizsgálatát Olympus IX71 mikroszkópra épített Parissh mikrofotométerrel végeztük polírozott vékonycsiszolaton, melyet Loctite pillanatragasztóval rögzítettünk a tárgylemezhez az epoxy műgyanta UV-



2. ábra. A begyűjtött minták származási helye (Kompozit felvétel. Szürke vonal: mellékkőzetből vett minták, fekete vonal: kalciterekből vett minták)

Figure 2. *Provenance of the collected samples. (Composite picture. Grey lines: samples of the host rock; black lines: samples of the vein-filling calcite)*

I. táblázat. Az egyes mintákon végzett petrográfiai megfigyelések és mikrotermometriai mérések összefoglalása

Table I. *Summary of the petrographic investigations and thermometric measurements*

Minta jele	Értípus	Erek vastagsága	Ikerlemezesség	Crack-seal band	Inclusion trail	FI típus CH	FI típus vizes	CH-zárvány fluoreszcens színe	Mikrotermometria	Megjegyzés
PV-5	sötétbarna tömeges	elvékonyodó, < mm – 0,5–1 cm	vékony, vastag, foltos	+	–	L; V; L+V	L; V; L–V	SK, VK, ÉK	SK: 30–84 °C, ÉK: 35–94 °C; n=SK: 10 ÉK: 35 ?: 45	egyenes lefutású szemcsehatárok
PV-8	fehér aprószemcsés	0,5–1 cm	vékony, vastag, foltos	–	+	L; L–V	L	ÉK	–	
PV-9	fehér tömeges és sötétbarna tömeges	1,5–2 cm	vékony, vastag, foltos	–	+	L; L–V	L; L–V	ÉK	–	mikrosztilolit, növekedési verseny, erősen ikres, összeaprózottnak tűnő szemcsék
PV-10	fehér tömeges	10–15 cm	vékony, vastag, foltos	–	–	L; L–V	L	SK, VK, ÉK	SK: 32–69 °C, VK: 35–100 °C, vizes: 58–99 °C; n=SK: 10 VK: 14 vizes: 6 ?: 30	
PV-10 F	szürke, fenn-nőtt szkalenoéderes	1–5 mm-es kristályok	–	–	–	–	L	nincs CH-zárvány	–	barna bevonat a szemcsére rakódva, amit a kristály néhol túlnő
PV-203	fehér tömeges	1–2 cm	vékony, vastag, foltos	–	–	L; L–V	L; L–V	SK, VK, ÉK	SK: 35–84 °C, ÉK: 38–72 °C, vizes: 66–102 °C; n=SK: 12 ÉK: 6 vizes: 9 ?: 27	mikrosztilolit mellett mikropátos kalcit
PV-204	fehér tömeges	10–15 cm	vastag, íves	–	–	L–V	L; L–V	SK, VK, ÉK	–	
PV-205	sötétbarna tömeges	1–1,5 cm	vastag, vékony (alárendelt), íves, foltos	–	–	L; L–V	L	SK, VK, ÉK	–	középen fehér kitöltés, az ér szélén néhány elvonszolt mellékkőzet darab, unduláló kioltású szemcsék
PV-206	fehér tömeges	2–3 cm	vastag, vékony (alárendelt), foltos	+	+	L; L–V	L; L–V	ÉK	–	a makroszkóposan barna színű rész sok inclusion trail-t tartalmaz
PV-207	fehér tömeges	4–5 cm	vékony, vastag, foltos	–	+	L–V	L	ÉK	–	
PV-209	szürke tömeges-szemcsés	1–2 cm	vékony, vastag, foltos	–	–	L–V	L	ÉK	–	mikrosztilolit, zónásan elhelyezkedő szilárd zárványok, mellékkőzet darabok
PV-211	sötétbarna tömeges	2–3 cm	többnyire vastag, erősen ikres, íves	–	fehér részen –	–	L	nincs CH-zárvány	–	két szélén kb. 1 mm szélesen makroszkóposan fehér az ér, itt mikroszkóposan sok inclusion trail látható
PV-213 F	fehér, fenn-nőtt romboéderes	1–5 mm-es kristályok	–	–	–	–	L	nincs CH-zárvány	–	
PV-213 K	fehér tömeges	2–3 cm	vékony, vastag, foltos	–	+	V; L+V	L; L–V	SK	–	a makroszkóposan barna színt a sok inclusion trail okozza

FI: Fluidumzárvány, vékony ikerlemez: 10–15 μm, vastag ikerlemez: 20–30 μm, L: folyadék, V: gőz/gáz, SK: sárgáskék, VK: világoskék, ÉK: élénkkék, n: a mérések száma

gerjesztés hatására jelentkező zavaró fluoreszcenciáját elkerülendő. A berendezés alkalmas egy tetszőleges szakasz mentén, azonos távolságban elhelyezkedő pontokból, az UV gerjesztés hatására jelentkező fluoreszcens emisszió spektrumainak felvételére. A vizsgálat során az észlelési vonalat úgy választottuk meg, hogy keresztülhaladjon az egész zárványon. A detektálási pontok közötti távolságot az adott zárvány méretének függvényében határoztuk meg. Az észlelés során Olympus UMNU2 szűrőkockát használtunk (gerjesztő szűrő 420–480 nm, emisszió szűrő 520IF, dikromatikus tükör 500 nm). Az adatok kiértékelését Microsoft Excel szoftver segítségével végeztük.

A mérés során minden zárványból egy, a zárványt teljes szélességében átmetsző egyenes mentén kb. 100 spektrumot vettünk fel. A jel-zaj arány optimalizálása érdekében a felvett spektrumok közül a legnagyobb intenzitásút választottuk ki, majd ezeket használtuk fel a különböző zárványtípusok fluoreszcens tulajdonságainak összehasonlítása során.

A mellékkőzet diszperz szerves anyagának tipizálása érdekében vizuális kerogén analízist, a szerves anyag érettségének megállapítására vitrinitreflexió méréseket végeztünk az Eötvös Loránd Geofizikai Intézetben, mikrofotométerrel felszerelt Leica DMRX-MPV-SP optikai mikroszkóppal. A mérésekhez két darab polírozott felületi csiszolatot használtunk. A mérések 50-szeres nagyítású olajimmerziós objektív használatával történtek ráeső fehér fényben és kék gerjesztés mellett (420–490 nm; emisszió szűrő 515 nm). Az immerziós olaj törésmutatója szobahőmérsékleten 1,518. A standardnak használt üvegprizma olajban mért reflexiója $R_o\%=0,683$. Az ISO 7404 szabvány szerint végzett vitrinitreflexió mérésnél a $R_o\%$ a merőlegesen ráeső, nem polarizált fény macerálról történő visszaverődésének mértékét fejezi ki (R = reflexió, o = olaj) a standardon mérthez képest. A vizsgálatok 546 nm-es (zöld), normál, nem poláros fényben és gerjesztő kék fényben történtek.

A teljes kőzetből készített, polírozott felületű mintákat epoxy gyantába (ARALDIT AY 103 és REN HY 956 5:1 arányú keveréke) ágyaztuk, amit csiszolás és polírozás követett.

A diszperz szerves anyag összetételének megadásához és ezen keresztül a szerves mikrofácies meghatározásához macerál elemzést végeztünk a polírozott felületen pásztázással, legalább 300 ponton TAYLOR et al. (1998) módszere alapján.

Eredmények

Petrográfiai és mikrotermometriai vizsgálatok

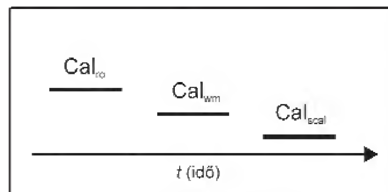
Szöveti-morfológiai vizsgálatok alapján hatféle kalcitértípust különítettünk el *(II. táblázat)*, melyeket minden esetben vasmentes kalcit alkot. A legnagyobb tömegben a fehér tömeges megjelenésű kalcitér fordul elő (Cal_{wm}); felszínén esetenként, szürke színű, fenn-nőtt, 1–5 mm méretű szkalenoéderes kristályok (Cal_{scal}) tömegét lehet megfigyelni. A Cal_{wm} jellegű erek vastagsága 2–3 cm-től 15–20 cm-ig terjed. Szintén gyakoriak a sötétbarna, pár mm-től 1–2 cm szélességű, elvékonyodó, tömeges kalciterek (Cal_{bm}). Elvétve fordul elő a 2–3 cm szélességű, szürke színű, tömeges-szemcsés kalcitér (Cal_{gm}), mely mind makroszkóposan, mind mikroszkóposan kaotikus szöveti képet mutat. Csupán egy-egy helyen előbukkanó értípus a fehér, fenn-nőtt, romboéderes (Cal_{ro}) és a fehér, aprószemcsés kalcitér (Cal_{m}), melyek vastagsága, ill. a fenn-nőtt értípus esetében a kristályok nagysága 4–5 mm. A Cal_{ro} és a Cal_{wm} metsződési viszonya alapján a Cal_{ro} ér a fiatalabb. Néhány esetben a repedésekben együtt jelenik meg több értípus is, ami a tipizálást és a korrelálást megnehezítette. Terepi vizsgálatokkal az erek keletkezési sorrendjéről csupán annyit lehetett megállapítani, hogy a legidősebb a Cal_{ro}, amit a Cal_{wm}, majd a Cal_{scal} típusú erek képződése követett *(3. ábra)*.

II. táblázat. A pécsváradi feltárásból leírt értípusok és az elnevezések rövidítései.

Table II. *Vein types from the Pécsvárad quarry and their abbreviations*

Értípus	Jelölés
Sötétbarna tömeges	Cal_{bm}
Fehér aprószemcsés	Cal_{m}
Fehér tömeges	Cal_{wm}
Szürke, fennőtt szkalenoéderes	Cal_{scal}
Szürke tömeges-szemcsés	Cal_{gm}
Fehér, fennőtt romboéderes	Cal_{ro}

A hat értípusból összesen 14 mintán végzett mikroszkópos vizsgálatok eredményét az *I. táblázat* foglalja össze. A kalciterekből készült vékonycsiszolatokat mikroszkóp alatt vizsgálva szembetűnő a kalcitszemcsék erős ikerlemezessége. Az ikerlemezeket három típusba lehet sorolni (vékony, vastag és foltos), hasonlóan a BURKHARD (1993) által kialakított típusokhoz, azonban az általunk vizsgált ikerlemezek szélességtartományai jelentősen eltérnek ettől. A vékony ikerlemezek szélessége 10–15 µm körüli (BURKHARD 1993: 1 µm körüli), míg a vastag iker-



3. ábra. Három értípus keletkezésének egymáshoz viszonyított sorrendje (rövidítések a II. táblázat szerint). A többi kalcit értípus esetén a keletkezés sorrendjét a kölcsönös metsződési viszonyok alapján nem lehetett rekonstruálni

Figure 3. *Relative sequence of the formation of three calcite vein types (for the abbreviations see Table II). The relative sequence of the other vein types could not be determined based on the cross-cutting relationships*

lemezek szélessége a 125 μm-t is elérheti (BURKHARD 1993: 1 μm felett). Ívesen hajló ikerlemezek is előfordulnak *(I. tábla, a ábra)*.

Egyes mintákban *(I. táblázat)* a mellékkőzet mentén szilárd zárvány (crack-seal) mechanizmus nyomaként szilárdzárvány-szalagok (crack-seal band, KOEHN & PASSCHIER 2000) figyelhetők meg *(I. tábla, b ábra)*. KOEHN & PASSCHIER (2000) szerint az ezzel a mechanizmussal képződött erek repedések ismétlődő felnyílásával alakulnak ki, amelyek — az érkitöltő ásvány kiválása révén — azonnal beforrnak. A szilárdzárvány-szalagok a mellékkőzet anyagát tartalmazzák és párhuzamosak egymással, valamint a repedés falával, egyúttal annak morfológiáját is követik.

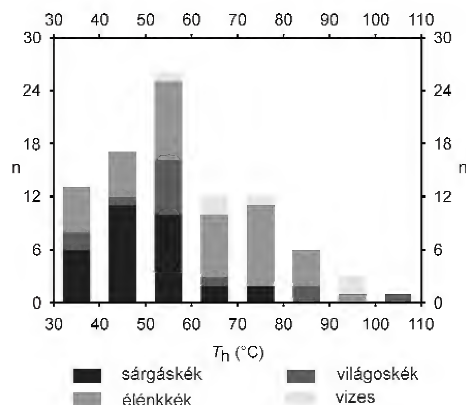
Az Cal_{wm} erekben egymással és a repedés falával párhuzamosan szilárdzárvány-sorok (inclusion trail, KOEHN & PASSCHIER 2000, *I. tábla, c ábra*) figyelhetők meg, melyek szintén a mellékkőzet anyagát tartalmazzák, a repedésfal morfológiáját azonban nem követik.

A PV–9 jelű, Cal_{wm}–Cal_{bm} típusú ér *(I. táblázat)* középvonalában sztilolitos felszínnel elválasztott fehér színű kalcitér (Cal_{wm}) húzódik. E felszín egyik oldalán mikropátos megjelenésű a kalcit, míg a sztilolitos felszín másik oldalán megnyúlt tömbös. A növekedés irányába a szemcsék kiszélesednek, ami növekedési versenyre utal (BONS 2000) *(I. tábla, d ábra)*. Az ér szélén a barna színű kalcit (Cal_{bm}) tömbös habitusú.

Petrográfiai vizsgálatokkal a fluidumzárványoknak alapvetően két, víz-, ill. szénhidrogén-domináns típusát lehetett elkülöníteni. A leírt fluidumzárványtípusokat az *I. táblázat* tartalmazza. Számos esetben a zárványok kis mérete miatt nem lehet meghatározni a fázisokat. Mind a vizes-, mind a CH-zárványok lehetnek egyfázisúak (L, V), ill. kétfázisúak (L+V, L_1+L_2) [L (liquid) = folyadék, V (vapor) = gőz/gáz, L_1, L_2 = CH-domináns fluidum, ill. víz]. Az egyes mintákban *(I. táblázat)* talált nem fluoreszkáló, amorf, szilárd zárványok eredete kérdéses *(I. tábla, e ábra)*.

A CH-zárványok esetében UV-gerjesztés alatt vizuálisan három fluoreszcens színt lehet megfigyelni: sárgáskéket, világoskéket és élénkkéket *(I. tábla, f ábra)*. A három színt nem lehet minden mintában együttesen megfigyelni. A legtöbb mintában a zárványok bősége, kis mérete és kaotikus elrendeződése miatt gyakran nehéz az eredetük meghatározása. A CH-zárványegyüttesek minden esetben másodlagosak, míg a szilárd zárványok elsődlegesnek tekinthetők. A zárványok legnagyobb részét az egyfázisú (L), elsődleges vizes zárványok adják. Az egyes minták fluidumzárvány-típusait az *I. táblázat* összegzi.

Mikrotermometriai vizsgálatokat két értípusból, három mintán (Cal_{wm}: PV–10, PV–203 és Cal_{bm}: PV–5) végeztünk. A végső jégolvadás hőmérsékletét a zárványok kis mérete, illetve a fluidum metastabil állapota miatt nem lehetett meghatározni. Mintánként egy FIA-ba tartozó CH-zárványok és a vizes zárványok homogenizációs hőmérsékletét (T_h) határoztuk meg a CH-zárványok csapdázódási hőmérsékletének becsléséhez. Az összes fluidumzárvány homogenizációja a folyadékfázisba történt (L+V→L). Vizes zárványok esetében előfordult, hogy a fluidumzárványokat jelentősen a T_h alá visszahűtve sem nukleálódott újra buborék. A mérési eredményeket mintánként az *I. táblázat* összegzi. Az élénkkék CH-zárványok T_h-ja 35–94 °C, a sárgás kék 30–84 °C, valamint a világoskék CH-zárványok T_h-ja 35–100 °C közé esik. A CH-zárványegyüttessel egygenerációs vizes zárványok T_h értékei 58 °C és 102 °C közé esnek. A homogenizációs hőmérsékletek megoszlását az *4. ábra* mutatja.



4. ábra. A vizes- és a CH-zárványok mikrotermometriával meghatározott homogenizációs hőmérsékleteinek (Th) megoszlása a CH-zárványok fluoreszcens színe szerint

***Figure 4.** Distribution of the homogenisation temperature values obtained by microthermometric measurements of aqueous and hydrocarbon-bearing FIs of different fluorescence colours (sárgáskék: yellowish blue, világoskék: light blue, élénkkék: vivid blue; vizes: aqueous)*

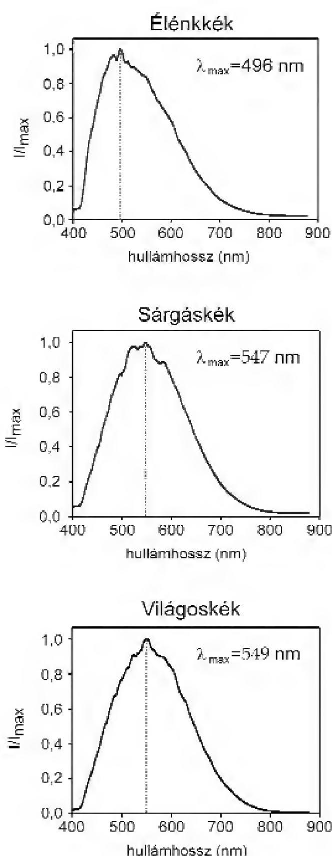
UV-fluoreszcens mikrospektroszkópia

A méréseket a PV–10 jelű, fehér, tömeges megjelenésű kalcitból (Cal_{wm}) végeztük, mivel ebben a mintában egymáshoz közel található a három különböző színű CH-zárványegyüttes (világoskék, élénkkék és sárgáskék, *I. tábla, f ábra*), s az eltérő színű FIA-k jól elkülönülnek egymástól. A mérések eredményeként kapott spektrumokon nem fedezhető fel lényeges különbség a világoskék (λ_{max}=549 nm) és a sárgáskék (λ_{max}=547 nm) zárványok között, de az élénkkék fluoreszcens színű zárványokból kapott spektrum (λ_{max}=496 nm) kékeltolódást mutat *(5. ábra)*.

Vizuális kerogén analízis és vitrinitreflexió mérés

A vizsgált feltárásból két márgamintán végeztünk vizuális kerogén elemzést és vitrinitreflexió-méréseket.

A vizsgált mintákban a vitrinit típusú macerálok közül a telinitet lehetett megkülönböztetni megnyúlt formája, szürke színe és sima felülete révén, mely a szerves anyagnak kb. 5%-át teszi ki. A szemcsék mérete általában 10–50 μm között változik.



5. ábra. Három jellemző fluoreszcens színű fluidumzárvány spektruma a hullámhossz (λ, [nm]) és az intenzitás (I/I_{max}) függvényében ábrázolva

Figure 5. *The UV-fluorescence spectra of the FIs of the three characteristic fluorescence colours illustrated in the function of the wavelength (λ, [nm]) and the intensity (I/I_{max})*

A szerves anyag további 80–90%-át kitevő liptinitek a vitrinitekhez viszonyított alacsonyabb reflexiójuk és a gerjesztő kék fény hatására jelentkező okkersárga fluoreszcens színük alapján különíthetők el. Nagy mennyiségben fordul elő kis szemcseméretű liptinit, liptodetrinit, mely döntően planktoni eredetű alginit. A liptinitek között erős fluoreszcenciájú telalginit, alacsony reflexiójú, gyenge barna fluoreszcenciájú és diffúz barnásszürke amorfinit, valamint enyhe vöröses színű belső reflexű rezinit is meghatározható.

A vizsgált mintákban az inertinitek csoportjába tartozó macerálok a szerves anyagnak kb. 5–10%-át teszik ki, méretük 20 μm körüli.

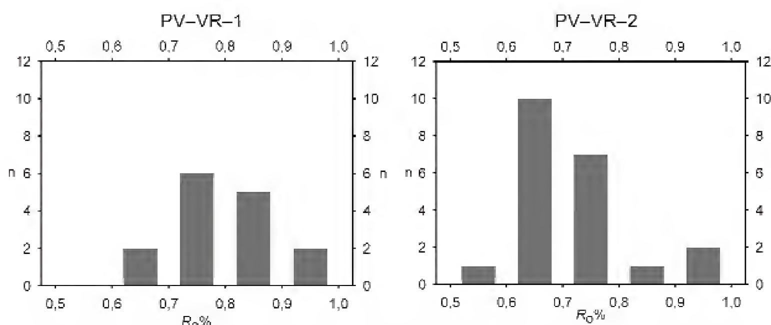
A két minta szerves anyagát II. típusúnak lehet tekinteni. A márga diszperz szerves anyagán végzett vitrinitreflexió mérések eredményeként a PV–VR–1 jelű minta esetén 15 mérés alapján R_o%=0,79 átlagértéket (σ=0,08), a PV–VR–2 esetén 19 mérés alapján R_o%=0,69 kaptunk (σ =0,08). A két mérés hisztogramját a *6. ábra* mutatja.

Diszkusszió

A repedésrendszerben migrált fluidumok jellemzése

A kalciterekben csapdázódott szénhidrogén-domináns fluidum arra enged következtetni, hogy a repedésrendszer szénhidrogén-migrációs útvonalként szolgált (Munz 2001). A szürke, tömeges–szemcsés típusú éren kívül az összes vizsgált értípus esetén az olaj egyértelműen másodlagos zárványok formájában van jelen a kalcitkristályokban. Ennek migrációja az erek kialakulását követően, mikrorepedések mentén zajlott. Erre enged következtetni az is, hogy a CH-zárványsíkok a deformációs elemeket keresztezik (pl. alszemcséket, sztilolitos felszínt, szilárdzárvány-sorokat és -szalagokat).

A fluoreszcens szín elsősorban a szénhidrogén-fluidum kémiai összetételétől függ (Bertrand et al. 1986), ezért feltehetőleg a két eltérő színű olaj összetétele különböző. Lehetséges, hogy különböző anyakőzetből származnak,



6. ábra. A mellékkőzetből vett két minta (PV-VR-1, PV-VR-2) vitrinitreflexió méréseiből kapott értékek (R_o%) megoszlása (PV-VR-1: n=15; átlag=0,79; szórás: σ=0,08; PV-VR-2: n=19, átlag=0,69; szórás: σ=0,08)

Figure 6. *Frequency histograms of the vitrinite reflectance values (Ro%) of the two measured samples (PV-VR-1 & PV-VR-2) (PV-VR-1: n=15; mean=0.79; standard deviation: σ=0.08; PV-VR-2: n=19, mean=0.69; standard deviation: σ=0.08)*

más az érettségük, vagy a csapdázódás során változott a kémiai összetételük (MCLIMANS 1987, KIHLE 1995, BLANCHET et al. 2003). A kémiai összetételt továbbá befolyásolhatja még a vízzel való átmosás és a biodegradáció is (GEORGE et al. 2001). Csapdázódás során frakcionálódás hatására is változhat a fluidumok összetétele (GEORGE et al. 2001, BLANCHET et al. 2003). PIRONON & BOURDET (2008) szerint az ásványban létrejövő nanorepedések kapillárisként működve felelősek lehetnek a fluoreszcenciát okozó kromofor vegyületek elkülönüléséért, ezért egy FIA-ban megjelenhetnek egyszerre sárga és kék fluoreszcens színű CH-zárványok is, melyek azonban ugyanabból a fluidumból záródtak be. Mivel a homogenizációs hőmérsékletek alapján nem különülnek el az eltérő fluoreszcens színű CH-zárványok, arra lehet következtetni, hogy mikroszintű szételegyedés (frakcionáció) okozhatta a különböző fluoreszcens szín létrejöttét. Tehát az eltérő fluoreszcens színű CH-zárványok feltételezhetően azonos fluidumból záródhattak be.

Az éretlen olajok UV-gerjesztés hatására rendszerint a vörös-sárga tartományban emittálnak, míg az érettebbek fluoreszcens színe a kék tartomány felé tolódik (KIHLE 1995). A vizuálisan is megfigyelt kék fluoreszcens szín, illetve az UV-fluoreszcens mikrospektroszkópiai mérések eredményeként kapott spektrumok viszonylag érett olajra utalnak. Azonban OXTOBY (2002) szerint kékes fluoreszcens szín tapasztalható a kromofor vegyületekben szegény anyakőzetből képződött olajokban, alacsony termikus érettség mellett is. A kérdés eldöntéséhez molekuláris geokémiai vizsgálatok elvégzése szükséges.

Mivel néhány zárvány esetén megfigyelhető, hogy egy zárványon belül víz és olaj is megjelenik, megállapítható, hogy a CH valószínűleg heterogén fluidumból záródott be.

A kétfázisú CH-zárványokban a gáz- és a folyadékfázisok aránya, valamint a fázisviselkedések alapján lehet az olaj típusára következtetni. Az összes mért CH-zárványban szobahőmérsékleten a folyadékfázis térfogataránya a magasabb, és alacsony hőmérsékleten (100 °C alatt) homogenizálódnak a folyadékfázisba (L+V→L), ami alapján — GRIMMER et al. (2003) megfigyeléseivel összevetve — a csapdázódott CH könnyű olaj lehet.

A CH-zárványokkal egyidős vizes zárványok T_h-ja magasabb (58–102 °C), mint a CH-zárványoké (30–100 °C), ami a folyékony szénhidrogének vízhez viszonyított nagyobb kompresszibilitásából fakad (BURRUSS 1981). TSENG & POTTORF (2002) szerint ez a különbség a T_h-ban a CH-zárványok bezáródáskori metán alultelítettségét jelzi. Ez a T_h-beli különbség arányos az alultelítettség fokával (TSENG & POTTORF 2002).

A CH-zárványokkal egyidejűleg bezáródott vizes zárványok MUNZ et al. (2004) vizsgálatai alapján mindig tartalmaznak bizonyos mennyiségű metánt. HANOR (1980) szerint ebben az esetben a vizes zárványok bezáródási hőmérséklete (T_{trap}) a T_h-jánál 5–10 °C-kal nagyobb. Ezek alapján a csapdázódás hőmérséklete 65–110 °C lehetett.

A HMF szerves anyagának jellemzése

A szerves anyag, illetve az azt felépítő macerálok vizsgálata hozzájárulhat az üledékképződési környezet jellegének meghatározásához (TISSOT & WELTE 1984, TAYLOR et al. 1998). A vizsgált minták diszperz szerves anyagában uralkodó liptinitet alginit, feltehetőleg planktoni eredetű liptodetrinit, valamint amorfinit alkotja. Az amorfinit valószínűleg algák és zooplanktonok bakteriális bomlásterméke (TAYLOR et al. 1998). Ezek alapján tengeri üledékképződési környezet feltételezhető, azonban alárendelt mennyiségben a mintákban vitrinit, inertinit és rezinit, azaz szárazföldi eredetű szerves anyag is található. A vitrinitek közül a telinitet azonosítottuk, mely a magasabb rendű szárazföldi növények sejtfalából őrződik meg (TAYLOR et al. 1998). A liptinitek közül a mintákban található rezinit is, melynek szintén szárazföldi eredetre utaló fő prekurzorai valószínűleg a gyanták és a viaszok (TAYLOR et al. 1998). Mivel ezek mennyisége alárendelt a tengeri eredetű szerves anyaghoz képest, olyan tengeri üledékképződési környezet feltételezhető, amely viszonylag közel volt a szárazföldhöz. Ez alapján a kerogén típusa kevert, főleg II. típusú (tengeri eredetű), de III. típusú (szárazföldi eredetű) kerogén is hozzájárul a szerves anyag összetételéhez. Ez a megállapítás összhangban van RAUCSIK et al. (2002) által a márga szerves anyagából Rock-Eval pirolízis alkalmazásával, valamint biomarker elemzéssel meghatározott kerogéntípussal.

RAUCSIK et al. (2002) a Keleti-Mecsekben a felszínen is megjelenő alsó-jura kőzetekben a kén/teljes szerves szén arányát (S/TOC) vizsgálták, amely az alsó-pliensbachi kőzetekre 0,4-es értéket adott, ami normál tengeri környezetet jelöl.

A macerálok kémiai és fizikai tulajdonságai széles skálán változnak, amely változásokban jelentős szerepet játszik a növekvő érettség. Ez teszi lehetővé a vitrinit reflexióképességének meghatározásával az érettségi állapot megbecslését (TISSOT & WELTE 1984). A betemetődés, termikus érés során a vitrinit optikai tulajdonsága az elszenvedett hőimpulzussal arányosan egyenletesen változik, ami a reflexió lineáris növekedését eredményezi. A vitrinit reflexióképessége a gyengébb mállási folyamatok hatására nem változik jelentős mértékben (TAYLOR et al. 1998), ami kiemelkedő fontosságú, mivel a vizsgált minták a felszínről származnak. A csiszolatban észlelt pirit framboidok általában épnek mutatkoztak, ami a szerves anyag jó megőrzöttségét támasztja alá.

A reflexió értékek alapján a kőzet eljutott az olajképződés szakaszába (az olajablak a szerves anyag típusától függően TISSOT & WELTE (1984) alapján 0,5–0,7% $< R_o <$ 1,3% közé esik).

A szerves anyag érettségére a liptinitek fluoreszcens színe alapján is lehet következtetni. A látható fluoreszcencia aromás szerkezetek, valamint nitrogén-, kén- és oxigéntartalmú (NSO-) vegyületek jelenlétét jelzik (BERTRAND et al. 1986, STASIUK & SNOWDON 1997). A kerogén evolúciója

során csökken a fluoreszcencia intenzitása, mivel az érés során a kerogénből elsősorban az alifás szerkezeti elemek távoznak el, ennek megfelelően az aromás szerkezeti elemek viszonylagosan feldúsulnak a kerogénben (Bertrand et al. 1986). Ebből következik, hogy a szerves anyag fluoreszcenciája az éretlen kőzetekben a legintenzívebb és folyamatosan csökken a katagenezis során, s az olajablak aljára teljesen megszűnik. A katagenezis során az UV-gerjesztés hatására kibocsátott fény hullámhossza a vörös irányába tolódik el (Tissot & Welte 1984). Az általunk vizsgált liptinit okkersárga fluoreszcens színe szintén arra utal, hogy a szerves anyag elért az olajképződés szakaszába, ami összhangban van a Raucsik & Varga (2008) által meghatározott T_{max} értékekkel (~443 °C), ill. a Raucsik et al. (2002) által végzett biomarker vizsgálatok eredményeivel is.

A maximális felfűtés hőmérséklete

Az érettségi paraméterek (pl. a vitrinitreflexió) vizsgálatának célja a maximális felfűtés hőmérsékletének meghatározása, amely a kőzetet a betemetődés során érte. Barker & Pawlewicz (1994) vitrinitreflexió értékek segítségével felállított egyenlete alapján megbecsülhető a kőzetet ért maximális hőmérséklet (T_{peak}). A módszert VRG-nek, azaz vitrinitreflexiós geotermométernek nevezték el.

A T_{peak}-et a következő képlet segítségével határozták meg (1):

$$T_{peak} = \frac{(ln R_o\% + 1{,}68)}{0{,}0124} \quad (1)$$

ahol $R_o\%$ a macerálra merőlegesen ráeső nem polarizált fény visszaverődésének mértéke egy standardhoz viszonyítva. Ezek alapján az átlagos reflexió értékekből a PV–VR–1 és PV–VR–2 mintákra a következő T_{peak} értékek adódtak:

PV–VR–1: $R_o\%=0{,}79$ $T_{peak}=117$ °C (2)
PV–VR–2: $R_o\%=0{,}69$ $T_{peak}=106$ °C (3)

A kapott hőmérsékleti értékeket azonban tájékoztató jellegűnek kell tekintenünk, mivel a felfűtés fokát a helyi viszonyok (pl. geotermikus provincia) befolyásolják, illetve a legmélyebb betemetődés hőmérsékletét későbbi magmás folyamatok felülírhatják.

A szmektit → illit átalakulás hőmérsékletfüggése miatt az átalakultságból is következtetni lehet a vizsgált összletet ért maximális hőmérsékletre (T_{peak}) (Viczián 1994). Raucsik & Varga (2008) Viczián (1994) módszerével a maximális hőmérsékletet (T_{peak}) a Hosszúhetényi Mészmárga esetében — 15 minta vizsgálata alapján — 130–150 °C-ra becsülték. Ez a hőmérsékleti intervallum 13–44 °C-kal magasabb a VRG-vel kapott hőmérsékletnél, ezért a két módszer szolgáltatta T_{peak}-ek közötti különbség igazolása, illetve pontosítása további minták vitrinitreflexió méréseinek elvégzését teszik szükségessé.

A repedésrendszerben csapdázódott szénhidrogén forrása

A zárványokban csapdázódott olaj anyakőzeteként öt mezozoos képződmény merült fel: a Kantavári Formáció, a Mecseki Kőszén Formáció (MKF), a Vasasi Márga Formáció, az előzőleg tárgyalt HMF és az Óbányai Aleurolit Formáció, melyek a középső-jura–kora-kréta idején kerülhettek az olajgenerálódás fő fázisába (Horváth et al. 1982) A középső-triász korú Kantavári Formáció szárazföldi eredetű, kiédesedett lagúnában felhalmozódott szerves anyagot tartalmaz (Monostori 1996), amely ezért inkább gáz anyakőzetként valószínűsíthető (Tissot & Welte 1984). Lehetséges anyakőzetként felmerülhet az olajképződés fő fázisában álló alsó-jura Mecseki Kőszén Formáció liptinitben gazdagabb része is, azonban a kőszenek olaj-szénhidrogén generáló potenciálja alacsony (Tissot & Welte 1984), főleg gáz képzésére alkalmas, valamint a Mecseki Kőszén Formációban a liptinitben gazdag (főleg sporinit tartalmú) rétegek aránya a teljes összletben alárendelt (Paálné 1956, 1969). Az MKF fedőösszlete (Vasasi Márga Formáció) TOC tartalma 0,9%, szerves anyag típusa azonban III-as, tehát elsősorban gázanyakőzet (Badics & Vető 2012). Raucsik et al. (2002) a Keleti-Mecseki, alsó-jura képződmények szervesanyag-típusát és mennyiségét vizsgálva megállapították, hogy a foltos márga egyes részei — mint például az általunk is vizsgált pécsváradi felhagyott kőfejtőben fellelhető HMF is — érett szerves anyagot tartalmaznak. Az alsó-toarci Óbányai Aleurolit Formáció részét képző Réka-völgyi feketepala nagy mennyiségű szerves anyagot tartalmaz, mely azonban a vizsgált mintákban éretlen, tehát nem képződhetett belőle olaj (Raucsik et al. 2002). Badics (2001) és Badics & Vető (2012) a Mecsek északi előterében mélyített fúrások alapján modellezték az említett kőzetek termikus érettségét. Badics & Vető (2012) megállapították, hogy az általuk vizsgált mecseki területek többségében a kora-jura korú képződmények a kréta során eljutottak az olajablakba, tehát ekkor produkálhattak olajat.

Mivel kréta korú alkáli-bazalt szubvulkáni telérek nagy gyakorisággal fordulnak elő a Keleti-Mecsek területén, s azok szénülésre való hatását több helyen megfigyelték az alsó-liász kőszenes összletben, feltételezhető, hogy hőhatása előidézhette a CH-generációt nemcsak a kőszenes összletben, hanem esetleg a többi összletben is. Ugyanakkor a mecseki kőszénösszletet érintő vizsgálatok kimutatták, hogy az alkálibazalt-telérek szénülésfok növelő hatása inkább lokális (Némedi Varga 1995), ezért CH-generáló szerepét alárendeltnek tekintjük. Némedi Varga (1995) szerint a szénülésfok növekedésére a mecseki kőszénterületeken a legnagyobb hatással az alpi orogenezis kréta (ausztriai, ill. szubhercini) orogén fázisainak kompressziós hatása lehetett, amelyre a szerkezeti elemekhez köthető szénülésfok-növekedésből következtettek (a redőződést okozó irányított nyomás fokozza a szénülést). A fentiek alapján megállapították, hogy a mecseki kőszén szénülése főként szinorogén folyamat lehetett (Némedi Varga 1995).

A tektonikai hatások eredményeként létrejött törésrendszer migrációs útvonalat biztosított a szénülés során keletkező szénhidrogéneknek. Ezek alapján tehát elképzelhető, hogy a HMF repedésrendszerében jelenlevő szénhidrogén a Mecseki Kőszénből származik. Ugyanakkor az imént tárgyalt folyamatok a többi összletben is kiválthatták a CH-generációt hasonló módon.

Az öt felmerült lehetséges anyakőzet közül azonban olajmigráció szempontjából a MKF mellett szerintünk a HMF a leginkább valószínűsíthető anyakőzet a szerves anyag típusa (II–III. típus) és közelsége miatt. A HMF szerves anyag tartalma anyakőzet szempontból ugyan viszonylag alacsony (~0,4% TOC), de kedvező típusú, mely az olajablak kezdeti fázisáig ért csupán el (R_o%=0,73), így a maximális felfűtés során csak korlátozott mennyiségű szénhidrogén képződhetett, ami csak rövidebb migrációra volt képes. Ezekből következően feltételezhető, hogy a CH-generáció és a migráció a maximális felfűtéssel nagyjából egy időben folyhatott. A mecseki kőszénösszlet szénülési tendenciái alapján a maximális felfűtést és a CH-generációt a HMF esetében is szinorogénnek tekinthetjük, mely összhangban van mind NÉMEDI VARGA (1995), mind BADICS & VETŐ (2012) vizsgálati eredményeivel.

A zárványokban található olaj, illetve az említett kőzetek szerves anyagának molekuláris geokémiai módszerekkel történő vizsgálata deríthetne fényt arra, hogy valóban ezen képződmények valamelyike volt-e a kimutatott olajnyomok forrása, vagy máshonnan származik a HMF repedésrendszerében migrált olaj.

Következtetések

A pécsváradi kőfejtőben feltárt összletet kalcittal cementált repedésrendszer járja át. Szöveti-morfológiai alapon hatféle kalcitértípust különítettünk el. A hat értípus közül három esetében sikerült az egymáshoz viszonyított képződési sorrendet rekonstruálnunk *(3. ábra)*. Az erekben másodlagos fluidumzárványokban csapdázódott CH-domináns fluidum alapján e repedésrendszer migrációs útvonalként szolgált a múltban. A CH-zárványok esetén vizuálisan három fluoreszcens színt figyeltünk meg, ami felvetette a lehetőségét, hogy több forrásból származik a zárványokban csapdázódott CH. UV-fluoreszcens mikrospektroszkópiai mérések alapján azonban megállapítottuk, hogy maximum két CH-típus lehet jelen a rendszerben és az eltérő fluoreszcens színt okozó kémiai összetételbeli különbség is valószínűleg inkább a mikroszintű frakcionációnak tudható be, mint az eltérő eredetnek. A vizuálisan megfigyelt kék fluoreszcens szín, illetve a spektrumok, valamint a mikrotermometriai megfigyelések alapján a zárványokban csapdázódott CH érett, könnyű olaj lehet, mely 65 és 110 °C közötti hőmérsékleten záródott a repedéskitöltő kalcitba.

A HMF szerves anyagának vizsgálatai alapján igazoltuk a szárazföldhöz közeli tengeri eredetet (II–III. típusú kerogén). A vitrinitreflexió-értékek és a liptinit okkersárga fluoreszcens színe alapján megerősítettük, hogy a szerves anyag eljutott az olajképződés szakaszába (olajablak).

Mivel a CH-migrációs pályaként szolgáló repedésrendszert magába foglaló kőzettest (HMF) az olajgenerációhoz elegendő mennyiségű érett, II–III. típusú szerves anyagot tartalmaz, feltételezzük, hogy a HMF lehet a zárványokban csapdázódott CH anyakőzete.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket fejezzük ki GYURCSÁNYI Róbertnek az UV-fluoreszcens mikrospektroszkópiai mérések során nyújtott segítségért. Köszönjük továbbá KONCZ Istvánnak és VETŐ Istvánnak a kézirat gondos áttekintését, hasznos észrevételeiket és tanácsaikat.

Irodalom — References

BADICS, B. 2001: Subsidence, thermal and maturity modelling of the Northern Foreland of the Mecsek Mountains (Oil and gas potential of the Mesozoic formations) — *European Union of Geosciences, EUG XI, Journal of Conference Abstracts* **6,** 246.

BADICS, B. & VETŐ, I. 2012: Source rocks and petroleum systems in the Hungarian part of the Pannonian Basin: The potential for shale gas and shale oil plays. — *Marine and Petroleum Geology* **31,** 53–69.

BARKER, C. E. & PAWLEWICZ, M. J. 1994: Calculation of vitrinite reflectance from thermal histories and peak temperatures. In: MUKHOPADHYAY, P. K. & DOW, W. G. (eds): Vitrinite Reflectance as a Maturity Parameter. Applications and Limitations. — *ACS Symposium Series* **570** Chap. 14, 216–229.

BERTRAND, P., PITTON, J-L. & BERNAUD, C. 1986: Fluorescence of sedimentary organic matter in relation to its chemical composition. — *Organic Geochemistry* **10,** 641–647.

BLANCHET, A., PAGEL, M., WALGENWITZ, F. & LOPEZ, A. 2003: Microspectrofluorimetric and microthermometric evidence for variability in hydrocarbon fluid inclusions in quartz overgrowths: implications for inclusion trapping in the Alwyn North field, North Sea. — *Organic Geochemistry* **34,** 1477–1490.

BONS, P. D. 2000: The formation of veins and their microstructures. — In: JESSEL, M. W. & URAI, J. L. (eds): Stress, Strain and Structure, A volume in honour of W. D. Means. — *Journal of the Virtual Explorer* **2.**

BURKHARD, M. 1993: Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. — *Journal of Structural Geology* **15,** 351–368.

Burruss, R. C. 1981: Hydrocarbon fluid inclusions in studies of sedimentary diagenesis. — In: Hollister, L. S. & Crawford, M. L (Eds.) Short Course in Fluid Inclusions: Application to Petrology — *Mineralog. Assoc. of Canada Short Course Handbook* **6,** 138–156.

Császár G. 1997: *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei.* — MÁFI, Budapest, 114 p.

Csontos, L., Benkovics, L., Bergerat, F., Mansy, J-L. & Wórum G. 2002: Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek–Villány area, SW Hungary) — *Tectonophysics* **375,** 81–102.

Evamy, B. D. 1963: The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitization. — *Sedimentology* **2,** 164–170.

George, S. C., Ruble, T. E., Dutkiewicz, A. & Eadington, P. E. 2001: Assessing the maturity of oil trapped in fluid inclusions using molecular geochemistry data and visually-determined fluorescence colours. — *Applied Geochemistry* **16,** 451–473.

Grimmer, J. O. W., Pironon, J., Teinturier, S. & Mutterer, J. 2003: Recognition and differentiation of gas condensates and other oil types using microthermometry of petroleum inclusions. — *Journal of Geochemical Exploration* **78–79,** 367–371.

Haas, J. 2001: *Geology of Hungary.* — Eötvös University Press, Budapest, 317 p.

Hanor, J. S. 1980: Dissolved methane in sedimentary brines: potential effect on the PVT properties of fluid inclusions. — *Economic Geology* **75,** 603–617.

Hetényi R. 1966: A mecseki középsőliász tagolása. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1964. évről,* 23–27.

Horváth I., Ódor L., Dudko A., Daridáné Tichy M. & Bihari D. 1982: A Mecsek–Villányi-hegység és környéke szénhidrogén-földtani értékelése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1980. évről,* 229–242.

Kihle, J. 1995: Adaptation of fluorescence excitation-emission micro-spectroscopy for characterization of single hydrocarbon fluid inclusions. — *Organic Geochemistry* **23,** 1029–1042.

Koehn, D. & Passchier, C. W. 2000: Shear sense indicators in striped bedding-veins. — *Journal of Structural Geology* **22,** 1141–1151.

McLimans, R. K. 1987: The application of fluid inclusions to migration of oil and diagenesis in petroleum reservoirs. — *Applied Geochemistry* **2,** 585–603.

Monostori, M. 1996: Ostracods and charophytes from the Triassic Kantavár Formation, Mecsek Mts., Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **39/3,** 311–317

Munz, I. A. 2001: Petroleum inclusions in sedimentary basins: systematics, analytical methods and applications. — *Lithos* **55,** 195–212.

Munz, I. A., Wangen M., Girard, J-P., Lacharpagne, J-C. & Johansen, H. 2004: Pressure-temperature-time-composition (P-T-t-X) constraints of multiple petroleum charges in the Hild field. Norwegian North Sea. — *Marine and Petroleum Geology* **21,** 1043–1060.

Némedi Varga Z. 1995: A mecseki feketekőszén-telepek szénülési viszonyai. — *Közlemények a magyarországi ásványi nyersanyagok történetéből.* **VII.** A mecseki feketekőszén kutatása és bányaföldtana, 283–302.

Némedi Varga Z. 1998: A Mecsek- és a Villányi Egység Jura képződményeinek rétegtana. — In: Bérczi I. & Jámbor Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana.* — Mol Rt. és MÁFI kiadvány, Budapest, 326–327.

Oxtoby, N. H. 2002: Comments on: Assessing the maturity of oil trapped in fluid inclusions using molecular geochemistry data and visually-determined fluorescence colours. — *Applied Geochemistry* **17/10,** 1371–1374.

Paálné Á. 1956: A komlói liász kőszéntelepek átlagmintáinak kőszénkőzettani vizsgálata. — *MÁFI Évkönyv* **45/1,** 213–226.

Paálné Á. 1969: Szénkőzettan. In: Nagy, E.: A Mecsek hegység, Jura időszak. — *MÁFI Ékönyv* **51/2,** 407–515.

Pironon, J. & Bourdet, J. 2008: Petroleum and aqueous inclusions from deeply buried reservoirs. Experimental simulations and consequences for overpressure estimates. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **72,** 4916–4928.

Raucsik, B. & Merényi, L. 2000: Origin and environmental significance of clay minerals in the Lower Jurassic formations of the Mecsek Mts, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **43/4,** 405–429.

Raucsik, B. & Varga, A. 2008: Climato-environmental controls on clay mineralogy of the Hettnangian-Bajocian successions of the Mecsek Mountains, Hungary: An evidence for extreme continental weathering during the early Toarcian oceanic anoxic event. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **265,** 1–13.

Raucsik, B., Varga, A., Hartyányi, Z. & Szilágyi, V. 2002: Changes in facies, geochemistry and clay mineralogy of a hemipelagic sequence (Pliensbachian–Toarcian, Mecsek Mts., S Hungary) — A possible palaeoenvironmental interpretation. — *Geologica Carpathica Special Issues* **53,** (CD-Rom)

Schubert F., Kóthay K., Dégi J., M. Tóth T., Bali E., Szabó Cs., Benkó Zs. & Zajacz Z. 2007: A szakirodalomban használt fluidum- és olvadékzárványokkal kapcsolatos kifejezések és szimbólumok szótára. — *Földtani Közlöny* **137/1,** 83–102.

Stasiuk, L. D. & Snowdon, L. R. 1997: Fluorescence micro-spectrometry of synthetic and natural hydrocarbon fluid inclusions: crude oil chemistry, density and application to petroleum migration. — *Applied Geochemistry* **12/3,** 229–241.

Taylor, G. H., Teichmuller, M., Davis, A., Diessel, C. F. K., Littke, R. & Robert, P. 1998: *Organic petrology.* — Gebruder Borntraeger, Berlin & Stuttgart 704 p.

Tissot, B. & Welte, D. H. 1984: *Petroleum formation and occurrence.* — Springer-Verlag, New York, 699 p.

Tseng, H-Y. & Pottorf, R. J. 2002: Fluid inclusion constraints on petroleum PVT and compositional history of the Greater Alwyn—South Brent petroleum system, northern North sea. — *Marine and Petroleum Geology* **19/7,** 797–809.

Varga A., Szakmány Gy., Raucsik B., Kedves M. & Józsa S. 2002: Eocén calcrete kavicsok a nyugat-mecseki miocén konglomerátumból. — *Földtani Közlöny* **132/1,** 57–82.

Viczián I. 1994. A szmektit-illit átalakulás függése a hőmérséklettől. — *Földtani Közlöny* **124/3,** 367–379.

Kézirat beérkezett: 2011. 09. 27.

I. tábla – Plate I.

a) Ívesen hajló ikerlemezek egy Cal_{bm} típusú kalcitérben. Normál áteső fény, keresztezett nikolok. — *Curved twin lamellae in a Cal_{bm} type calcite vein. Normal transmitted light, crossed polars.*

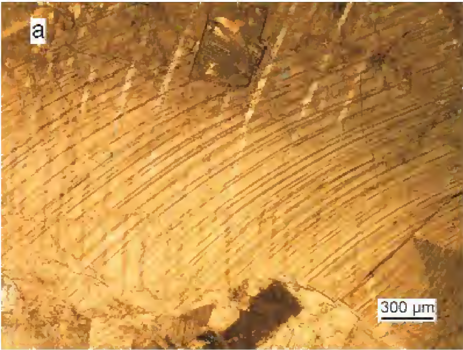
b) Aszilárdzárvány mechanizmus által létrehozott szilárdzárvány-szalagok (CBS: crack-seal band) és élénkkék fluoreszcens színű CH-zárványok egy Cal_{bm} típusú kalcitérben. Normál áteső és UV-fény, párhuzamos nikolok. — *Crack-seal bands (CBS) and vivid blue petroleum inclusions in a Cal_{bm} type calcite vein. Normal transmitted light with UV illumination, parallel polars.*

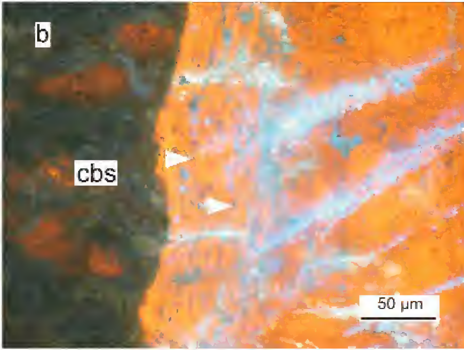
c) Egymással és a repedés falával is párhuzamosan megjelenő szilárdzárvány-sorok (it: inclusion trail) egy Cal_{bm} típusú kalcitérben. Normál áteső fény, keresztezett nikolok. — *Inclusion trails (it) in a Cal_{bm} type calcite vein parallel to each other and to the host rock wall. Normal transmitted light, crossed polars.*

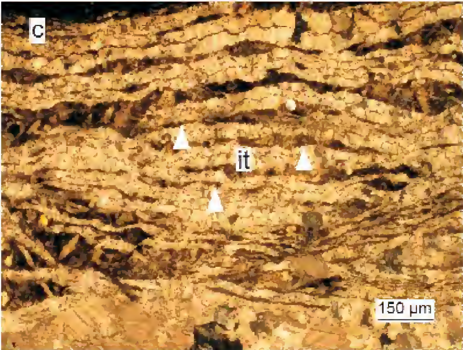
d) Növekedési versenyt mutató, megnyúlt tömbös habitusú kalcitszemcsék (bc: blocky calcite) a Cal_{wm-bm} kompozit kalcitérben. A fekete nyíl a sztilolitos felszínt (st), a fehér nyilak a szilárdzárvány-sorokat (it: inclusion trail) mutatják. Normál áteső fény, keresztezett nikolok. — *Growth competition between elongate blocky calcite grains (bc) in a Cal_{wm-bm} type composite calcite vein. The black arrow shows a stylolite (st), while the white arrows indicate the inclusion trails (it). Normal transmitted light, crossed polars.*

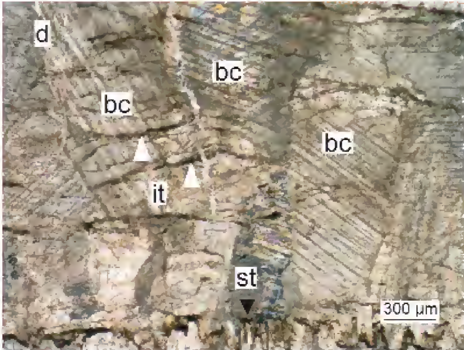
e) Kérdéses eredetű, nem fluoreszcens, amorf, szilárd zárványok (si: solid inclusion) egy Cal_{bm} típusú kalcitérben. Normál áteső fény, párhuzamos nikolok. — *Non-fluorescent, amorphous, solid inclusions (si) of unknown origin in a Cal_{bm} type calcite vein. Normal transmitted light, parallel polars.*

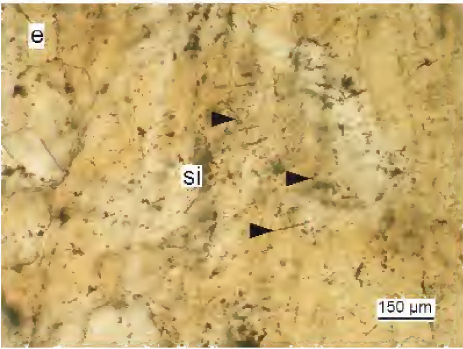
f) Világoskék (lb: light blue), sárgáskék (yb: yellowish blue) és élénkkék (vb: vivid blue) fluoreszcens színű CH-zárványok egy Cal_{wm} típusú kalcitérben. UV-fény. — *Petroleum inclusions of light blue (lb), yellowish blue (yb) and vivid blue (vb) fluorescence colours in a Cal_{wm} type calcite vein. UV illumination.*

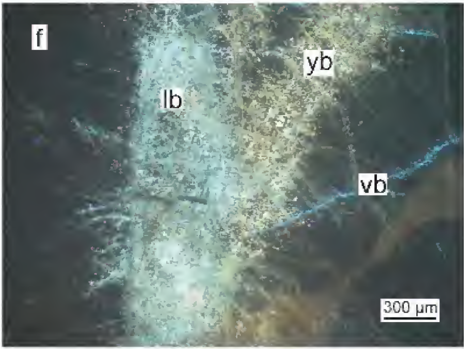

a
300 μm


b
cbs
50 μm


c
it
150 μm


d
bc
bc
bc
it
st
300 μm


e
si
150 μm


f
yb
lb
vb
300 μm

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

142/3, 243–250., Budapest, 2012

Az Ínség-kő geológiája

PALOTAI Márton[1], MINDSZENTY Andrea[1], KOPECSKÓ Katalin[2], POROS Zsófia[3]

[1]ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c
[2]BME Építőanyagok és Mérnökgeológia Tanszék, 1111 Budapest, Műegyetem rakpart 3.
[3]MTA–ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c
palotai@elte.hu

The Ínség-kő: Danube bedrock geology at Gellért Hill, Budapest

Abstract

Low water levels of the Danube during the late autumn of 2011 exposed rocks in the riverbed along the Gellért Hill (Budapest, Hungary). In contrary to common belief, these rocks, called the Ínség-kő, are not Triassic dolomites, but silicified Eocene sandstones. Similar formations are known from the Gellért Hill. The significant secondary porosity of the sandstones comes from the almost complete dissolution of the carbonate material of the original marl clasts. Silica cementation preceded the dissolution, and/or the two processes were coeval. The fault pattern in these rocks fits earlier observations on the Gellért Hill, where east-west trending faults are crosscut by a younger, north-west–south-east striking dextral-normal fault system.

Keywords: riverbed geology, Eocene, sandstone, Gellért Hill

Összefoglalás

A 2011. őszi kisvíz idején a Gellért-hegy oldalában részben a Duna vízfelszíne fölé emelkedő, a mondabeli Ínség-kővel azonosított kőzet nem triász dolomit, hanem teljesen átkovásodott eocén homokkő, mely kőzettípus szálfeltárása a Gellért-hegyről is ismert. Az elvégzett anyagvizsgálatok alapján a homokkő jelentős másodlagos porozitása a márga anyagú klasztok karbonát anyagának savas közegben történt szinte teljes kioldódásából származik. A kovás cementáció megelőzte a kioldódást, vagy egyidejű volt azzal. A megfigyelt törésrendszer illeszkedik a Gellért-hegyen megfigyelt szerkezetekhez, ahol a kelet–nyugati csapású rendszert a fiatal, északnyugat–délkeleti csapású jobbos normál vetőzóna elveti.

Tárgyszavak: Ínség-kő, eocén, homokkő, Gellért-hegy

Bevezetés

A Dunából alacsony (legfeljebb 80–90 cm-es) vízállás esetén kiálló lapos felszínű szikla az Ínség-kő vagy Ínség-szikla nevet a hagyomány szerint onnan kapta, hogy megjelenése aszályos időket jelez. A szikla legutóbbi kibukkanása — 2003 szeptembere — után ismét a felszínre került 2011 novemberében és decemberében, a budapesti Szabadság híd budai hídfőjétől kb. 70 méterre folyásirányban felfelé (északra). A jelen munka célja ennek az apró, de ritkán látható, így különleges feltárásnak (1. ábra) és környezetének a földtani dokumentációja és értékelése.



1. ábra. Az Ínség-kő fő kibukkanása és a hozzá legközelebbi, vízből kiálló szikla 2011. december elején, 64 cm-es vízállásnál. A léptéket a kalapács adja. (ERHARDT I. felvétele.)

Figure 1. *The main outcrop of the Ínség-kő, and the closest smaller exposed rock in December 2011, at a water level of 64 cm. See hammer for scale. (Photo of I. ERHARDT.)*

Az Ínség-kő megismeréstörténete

A legtöbb leírás (beleértve a napi sajtót is) a Gellért-hegy triász dolomittömegével összefüggőnek tartja a

kibukkanást. Az elnevezés első megjelenésére vonatkozó írásos forrásokat sajnos nem sikerült találnunk. SZABÓ (1879 in KORPÁS et al. 2002) leírása szerint a dolomit „*kisebb-nagyobb kőzettuskók*” formájában a „*Dunának csaknem fele szélességéig található*” volt a XIX. században, természetesen legtöbbször jórészt a víz alatt. A Szabadság híd budai pillére részben egy ilyen kibukkanásra épült (HORVÁTH F. szóbeli közlése). Hasonló „*sziklatornyokat*” figyelt meg SZENTHE (2004) is búvárgeológiai felvételezése során, de azok pontos helyzetét — a 2011-ben is kibukkanó tömbökön kívül egy kivétellel — nem adta meg. A szerző értékelése szerint a „*kőzetminták a Gellért-hegy oldalából ismert kőzetekkel egyeztek meg*”.

A Gellért-hegy fedetlen földtani térképe (FODOR 2001) szerint a hegy látványos keleti letörését adó vetőzóna a Duna alatt is megtalálható. Ennek részeként — egy nagyobb vetőblokkban — triász dolomitot jelez a kvarter képződmények alatt a Gellért-hegy oldalában. Ez a kőzettest délkelet felé a Szabadság híd vonaláig tart, de északnyugatra a Duna alatt kb. 400 méter távolságon át követhető, nagyjából a meder szélességének harmadáig.

Hasonló következtetés szűrhető le a dunai vízi szeizmika eredményeiből: TÓTH (2003) és TÓTH et al. (2003) térképei és leírása szerint „*a Szabadság hídtól északra, a budai part közelében, nagy szárazság idején a Dunából kiemelkedő dolomit szikla (Ínségkő) ismert, nagyjából a meder szélességének egyharmadáig*”, bár szeizmikus jellegeik hasonlósága miatt a „*triász és az eocén breccsa határfelülete feltehetően nem különül el markánsan*” (TÓTH 2003). Hasonló szirteket azonosítottak a szeizmikus anyagon a Szabadság hídtól délre is, ezzel megerősítve és pontosítva PRÓNAY et al. (2000) korábbi eredményeit. Megjegyzendő ugyanakkor, hogy az 1945-ben felrobbantott Ferenc József híd roncsa is kiválóan azonosítható volt a Szabadság híd alatt a szeizmikus térképezés során (TÓTH 2003, TÓTH et al. 2003).

SZENTHE (2004) szerint „*a rendkívül alacsony Duna vízállások idején, a Szabadság-hídtól északra, 100 m-nél nem nagyobb távolságra a budai part mentén jól megfigyelhetővé vált a folyómeder szikla(!)anyaga, ami egy kiterjedt területen homokkőhöz hasonló, nagyobb szilárdságú kőzetből áll. Az egyenetlen, de egészében közel sík felszínből kisebb, néhány m*^{2}*-es lapos hátacskák emelkedtek ki, melyek azonosak lehettek a régebben „Ínség-szikla”-ként emlegetett hellyel.*” Ez az Interneten fellelhető munka az Ínség-kő első olyan leírása, amely nem dolomitként említi magát a kibukkanást — értelmezését a szerző ugyanakkor nem adta meg.

A fentiek alapján tehát a 2003-ban és 2011-ben kibukkanó Ínség-kő (1. ábra) nem egyedi forma, hanem csupán az Ínség-szikláknak is nevezhető sziklacsoport legmagasabbra emelkedő tagja.

A kibukkanás és környezete

2011 novemberében és decemberében az alacsony vízszint lehetővé tette a fő kibukkanás (EOV X237992, Y650387) száraz lábbal történő megközelítését. A szálkőzet 64 cm-es vízállás mellett egy kb. 4 méter hosszú, 1,5 méter széles, ÉÉNy–DDK irányban elnyúlt, lapos háton bukkant 25–30 centiméterrel a vízfelszín fölé (1. ábra). A parttal ívelt félsziget kötötte össze, amelynek anyaga a rakpart antropogén sziklafeltöltésével megegyező volt.

A fő kibukkanástól folyásirányban felfelé néhány méterre (EOV X237999, Y650382) újabb szirt volt látható, amely ekkor csak néhány centiméterrel emelkedett a víz fölé. Távolabbról szemlélve megfigyelhető volt, hogy egy parttal párhuzamos, attól 10–15 méterre a meder középvonala felé húzódó sávban akár 40–50 méter hosszan a kőzet a vízszint közelébe emelkedik. A sekély területet bejárva a vízmélység átlagosan fél méter volt. A meder észlelt morfológiája így jól megfelelt a TÓTH (2003) és TÓTH et al. (2003) által a szeizmika alapján meghatározott, 95 mBf körüli magasságértéknek, lévén, hogy a budapesti vízmérce 0 métere 94,98 mBf magasságnak felel meg. A viszonylag sík domborzatból öt-hat helyen lapos sziklák emelkedtek ki, de többségük (5–10 centiméter híján) nem érte el a vízfelszínt. A legtávolabbi megvizsgált szikla (EOV X238013, Y650377) azonban ki is bukkant. A továbbiakban az egész sziklacsoportot (és feltételezett északnyugati folytatását) együttesen *Ínség-szikláknak* nevezzük, megerősítve SZENTHE (2004) megfigyeléseit.

A fő kibukkanás szálkőzetének felülete koptatott, ívelt, enyhén lejt a meder közepe felé. A kőzeten rétegzést nem lehetett megállapítani, anyaga fél-egy méteres vastagságban homogénnek tűnt. A megfigyelt kőzettípus szabad szemmel vizsgálva szürke, jól osztályozott, középszemcsés, oligomikt homokkőnek bizonyult. A gyengén koptatott, rosszul kerekített szemcsék anyaga legalább 90%-ban kvarcitnak (esetleg tűzkőnek), illetve részben kvarcnak tűnt. Mellettük néhány szögletes, 2-4 mm átmérőjű, fekete szemcse is megfigyelhető volt. A szemcsék közt világosszürke/fehér, szabad szemmel azonosíthatatlan mátrix (cement?) található, amelyet csak részben lehetett elkülöníteni a szemcséktől. A kőzet kemény, az üveget karcolja, sósavval megcseppentve nem pezseg. Nagy keménysége ellenére porózus, a fél milliméter körüli pórusok szabad szemmel becsült részaránya 10–15 térfogat%.

A mederbeli apróbb magaslatok anyaga makroszkópos megfigyelés alapján mind megegyezőnek bizonyult a fent leírt kőzettel.

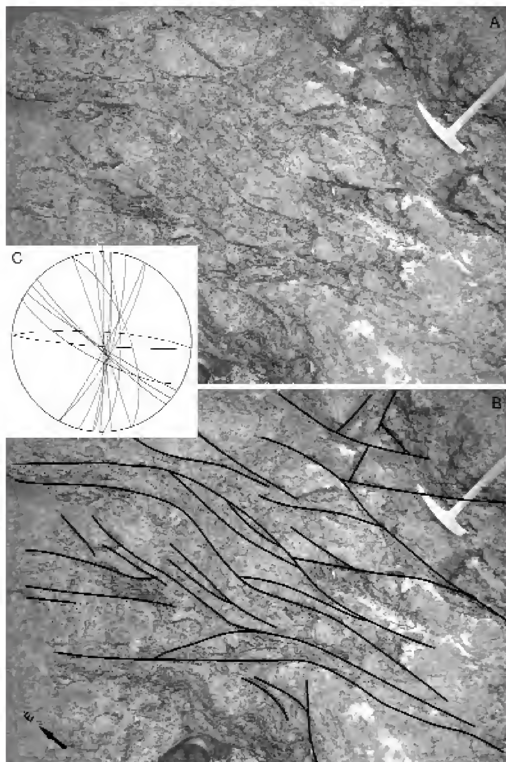
A fő kibukkanás mellett, a víz alatt, egyértelműen áthalmozott helyzetben, koptatott, de nem kerekített kőtömbökben andezitet és édesvízi mészkövet is megfigyeltünk. A megvizsgált területen több helyen is felszálló buborékok jelezték a folyami üledékben és az antropogén feltöltésben diffúzan szivárgó szökevényforrások (SCHAFARZIK 1920) aktivitását.

SZENTHE (2004) megfigyelése tehát helyesnek bizonyult: az Ínség-sziklák nem dolomitból állnak. A „*homokkőhöz hasonló*” (SZENTHE 2004) kőzetet további vizsgálatoknak vetettük alá.

Szerkezeti megfigyelések

A fő kibukkanás felszínre emelkedő részének északi felét (*2. ábra*) — jórészt kitöltetlen — repedésekből álló törésrendszer tagolja 5–10 cm-es sűrűséggel. A déli részen kevesebb törés található. Szinte minden repedés 70 foknál meredekebb dőlésű, számos törés közel függőleges (*2. ábra, C*). A repedéseken az elvetés meglétét, nagyságát — rétegzés vagy egyéb marker, illetve észlelt nyírásjelzők hiányában — nem sikerült megállapítani. A legtöbb törés észak–déli, illetve északnyugat–délkeleti csapású. A törések íveltek, és összefüggő, zegzugos rendszert alkotnak. A kibukkanás ezek mentén süllyed a víz alá. Néhány szigmoidális vetőlencsét is észleltünk. Sokkal ritkábbak a kelet–nyugati csapású, egyenes lefutású repedések. Ezeket az előbb említett rendszer elveti (*2. ábra, B*). A repedések egy részén limonitos bekérgezés volt látható, amely gyakran a kőzet belsejét is átjárja 5–10 mm mélységben.

Az Ínség-sziklák északabbi, a terepmunka idején víz alatt lévő, vagy épp a felszínt elérő szirtjein hasonló, zömmel északnyugat–délkeleti csapású törésrendszert sikerült megfigyelni, de technikai okok miatt ezek mérésére nem került sor.



2. ábra. Az Ínség-kő részlete felülnézetben (A), a repedésrendszer értelmezése (B) és a mért törések sztereografikus képe Schmidt-hálón, alsó félgömb vetületen (C)

Figure 2. *Detail of the Ínség-kő from above (A), interpretation of the joint system (B), and stereogram of measured joints (Schmidt net, lower hemisphere projection)*

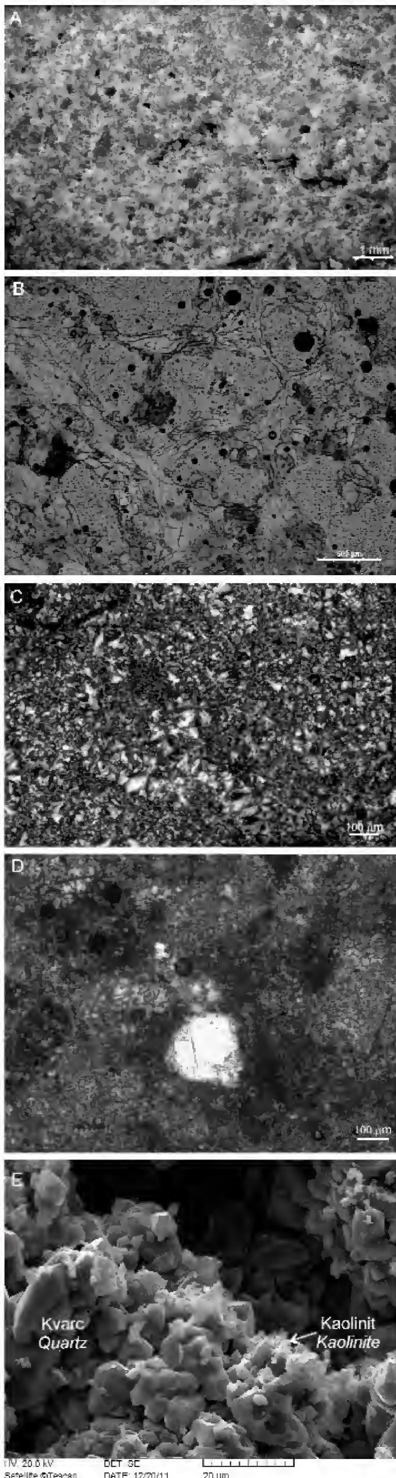
Mikroszkópos megfigyelések

Az Ínség-kő kőzete vágott felületének kb. 60%-át (*3. ábra, A*) a (makroszkóposan is megfigyelt) fehér és világosszürke mátrix 0,5 mm átmérőjű., izometrikus foltokba (aggregátumokba?) rendeződő, allotriomorf szemcsékből álló anyaga adja. Sztereomikroszkóp alatt jól látható, hogy a néhány száz mikrontól milliméterig terjedő méretű, éles-szögletes, vagy enyhén koptatott, de nem kerekített, sötétszürke, kvarcitként vagy kvarcként azonosítható „szemcsék” és a „mátrix/ cement” közt a határ gyakran elmosódott. A kőzetben nagyszámú, fél milliméternél nem nagyobb, látszólag összeköttetés nélküli pórus látható, melyek másodlagos porozitásként értelmezhetőek. A pórusok mérete és alakja hasonló a klasztokéhoz, ezért ezek feltehetően a felületből kipergett vagy kioldódott szemcsék helyei lehetnek. A kőzet elsődleges (intergranuláris) porozitása elhanyagolható.

A vékonycsiszolatok (*3. ábra, B–D*) alapján a kőzet kb. 90%-a (a mátrix/cement és beágyazott szemcsék egyaránt) mikrokristályos kvarcból áll. A mikrokristályos kvarc egy része mátrix/cement, más része törmelékszemcse (pszeudomorfóza, vagy eredetileg amorf, de átkristályosodott anyag: tűzkő, amelyben helyenként üledékes szerkezetre utaló pszeudomorfózák figyelhetők meg, l. alább) (*3. ábra, D*). A szemcsék mérete 100–150 μm, az anyag igen jól osztályozott. Az Ínség-kő fő kibukkanásáról gyűjtött minta vékonycsiszolatában a törmelékszemcsék csak elvétve ismerhetők fel relikt szövetként, míg a tőle folyásirányban néhány méterre felfelé lévő szirt mintájában gyakrabban maradtak meg ezek a szerkezetek, azaz a kovásodás ez utóbbi esetben nem lehetett tökéletes. A szemcseközi anyagban (mátrix/cement?) előfordulnak 50–100 μm méretű, halmazpolarizációt mutató tűs kalcedonszerű kristályhalmazok is (*3. ábra, C*). Ugyanerre az anyagra jellemző, hogy cirkumgranuláris, ill. zegzugos lefutású repedések hálózzák be. A cirkumgranuláris repedésekkel körülvett szemcsék egy része kioldódott/kipergett: közepükön a többi detritális szemcsével azonos méretű és alakú, ritkábban szabálytalan, a szemcséknél nagyobb méretű üreg, illetve nyitott pórus van (*3. ábra, B*). A pórusok közel izometrikusak. Üde kvarcszemcsék (*3. ábra, D*), és elvétve néhány földpát csak kis számban találhatóak a wackestone-packstone szövetű kőzetben. A kvarcszemcsék nem hullámosan oltanak ki. Bennük fluidzárványokat nem fedeztünk fel, magasabb rendű interferencaszínnel jellemezhető, apró, közelebbről meg nem határozható szilárd zárványok azonban helyenként előfordulnak bennük.

A kőzetben néhány olyan szemcse is jelen van, amely ugyan teljesen átkovásodott (mikrokvarccá alakult), de bennük relikt szövetként körkörös szerkezetek (egykori peloidok, intraklasztok?) fedezhetők fel. Ezek talán eredetileg karbonátos üledékből származó tűzkőszemcsék. Néhány magasabb rendű interferenciaszínű, tűs-szálas metszetek formájában megjelenő, feltételesen csillámként azonosított elemet is megfigyeltünk.

A kőzet a fentiek alapján teljesen átkovásodott, ere-



3. ábra. Mikroszkópos felvételek az Ínség-kő kőzetéből. A) A vágott kőzetfelszín képe világos kovás mátrixszal, sötétebb kvarc-/kvarcit-/tűzkőklasztokkal és nyílt pórusokkal (fekete). B) Zegzugos lefutású „csiszolástechnikai" eredetű repedésrendszer a rideg mikrokvarc kötőanyagban (1N). A detritális szemcsék többsége a mintából a vágás/csiszolás közben kipattogzott. C) Sugaras-szálas krisztallitokból álló aggregátumok a kovásodott mátrixban (+N). D) Koptatott, egyenes kioltású kvarc anyagú klaszt (fehér) és ugyancsak koptatott mikrokristályos kvarcit-/tűzkőszemcsék a mikrokvarc mátrixban (+N). E) Fenn-nőtt kvarckristályok egy pórus falán, felületükön saját alakú kaolinitpikkelyekkel (szekunder elektronkép)

***Figure 3.** Microscopic images from the Ínség-kő. A) Cut surface with light silica matrix, darker quartzite clasts and open pores (black). B) Anastomosing network of cracks related to sample preparation (1N). The majority of detrital clasts fell out during this process. C) Radial and fibrous crystal aggregates in the silicified matrix (+N). D) Rounded quartz grain with straight extinction and microcrystalline quartzite clasts embedded in the microquartz matrix/cement (+N). E) Euhedral quartz crystals in a pore, with idiomorphic kaolinite flakes (secondary electron image)*

detileg oligomikt, de uralkodóan tűzkőtörmelék anyagú, jelentős másodlagos porozitással rendelkező homokkő.

Pásztázó elektronmikroszkópia

SEM vizsgálatokat végeztünk az Ínség-sziklák kőzetein, valamint összehasonlító jelleggel a Gellért-hegyről származó, hasonló megjelenésű (eocén) kőzeteken is (EOV X238055, Y650168, illetve X238062, Y650234) az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszékén. A vizsgálathoz használt műszer egy EDAX PV9800-as energiadiszperzív spektrométerrel felszerelt, AMRAY 1830 típusú pásztázó elektronmikroszkóp volt. A mérés 20 kV gyorsítófeszültségen, 1 nA sugárárammal történt. A sugárátmérő kb. 50 nm volt. A mérési idő 100 s (livetime). A minták felületét JEOL JEE-4B vákuumgőzölővel tettük vezetővé.

Mind a csiszolati képeket, mind a tört felszínt vizsgálva a minták anyaga szinte kizárólag kvarcnak bizonyult. A kőzet nagyszámú pórusainak falát általában fenn-nőtt, idiomorf kvarckristályok bélelik (*3. ábra, E*), felületükön helyenként apró, ugyancsak saját alakú kaolinit pikkelyekkel. Néhány esetben a feltehetően kipergett (vagy kioldódott) detritális szemcsék helyén kialakult pórusok falán sikerült megfigyelni a Si- és Ca-csúcsokkal jelentkező, átkovásodott márga maradványait is. Dolomit anyagú szemcséket, illetve TiO_2 (rutil?) kristályokat csak elvétve azonosítottunk.

Megfigyeléseink alapján a Gellért-hegyi minták szövete hasonló volt az Ínség-sziklákról származó kőzetekéhez. Előbbiek esetén azonban a pórusokban, illetve repedések mentén előfordultak saját alakú baritkristályok is.

Egyéb műszeres anyagvizsgálatok

Az alábbi műszeres vizsgálatok a BME Építőanyagok és Mérnökgeológia Tanszékén készültek.

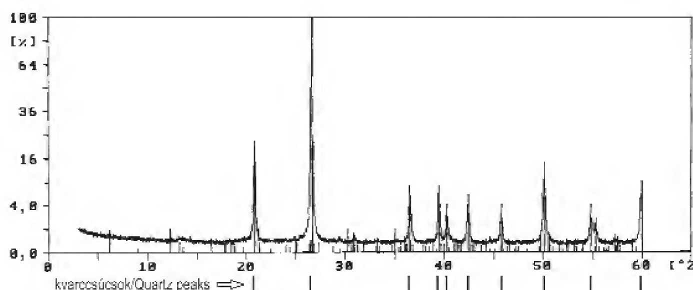
Termoanalitika

A kőzeten derivatográfiás termoanalitikai (TG/DTG/DTA) vizsgálatokat végeztünk. A Derivatograph Q-1500 D készülékkel végzett mérést korundtégellyel, levegő atmoszférán végeztük. Paraméterei a következők voltak: alumínium-oxid referencia anyag, felfűtési sebesség 10 °C/perc, hőmérséklet tartomány 20–1000 °C. Bemért tömeg: 406,8 mg, TG érzékenység: 50 mg.

Három termogravimetriás lépcsőt lehetett elkülöníteni. A 20–1000 °C-ig tartó felfűtés során a teljes tömegveszteség 1,91 m%, a fizikailag kötött vízé 0,46 m% volt. A DTA egyetlen érdemleges csúcsa a kvarc 573 °C-on.

Röntgendiffrakció

A diffrakciós vizsgálathoz a PHILIPS PW 3710 diffraktométert használtuk. A mérés paraméterei a következők voltak: generátor feszültsége 40 kV, áramerőssége 30 mA, a röntgencső anódja: Cu (LFF, hosszú finom fókuszú röntgencső), hullámhossza (K Alpha 1) 1,54060 Å. A mérés beépített monokromátorral történt. Az elemzés (*4. ábra*) eredménye szerint a minta 94%-a α-kvarc. Ezen kívül goethit és $Fe(OH)_3$ volt azonosítható, a többi fázis a kimutatási határ alatt maradt.



4. ábra. Az Ínség-kő kőzetéből készült XRD felvétel

Figure 4. *XRD results from the Ínség-kő*

Diszkusszió

Szenthe (2004) kőzetanyagra vonatkozó sommás megállapításával (l. korábban) összhangban állítjuk, hogy a megfigyelt kőzet anyaga miatt a kibukkanás semmiképp nem azonosítható közvetlenül a Gellért-hegy dolomittömegével, illetve a 19. századi rakpartszabályozás előtt nagyobb számban ismert folyóbeli dolomitszirtekkel.

A kőzet makroszkópos megjelenése miatt kezdetben felmerült a gondolat, hogy esetleg mesterséges, vagy részben mesterséges eredetű anyaggal van dolgunk. Erre utalnának az alábbi megfigyelések. A csiszolatban megfigyelt homokméretű kvarckristályokat és egyéb, alakjuk szerint detritális eredetű, mikrokristályos kvarc anyagú szemcséket nem szokványos, a szemcsék felületére merőlegesen orientált cement köti össze, hanem wackestone jelleggel úsznak az ugyancsak mikrokristályos kvarc anyagú mátrixban. A szemcsékkel azonos méretű és alakú pórusok jelenléte egyértelműen azt jelzi, hogy a szemcsék egy része utólag kioldódott/kipergett. Az intergranuláris teret kitöltő anyag mátrix mivoltára utal, hogy nem a szemcsék felületén nukleálódott, a pórustér felé növekvő méretű kristályokból, hanem — keresztezett nikolok között jól láthatóan — egyenletes szemcsenagyságú, apró izometrikus kvarcszemcsékből áll. A másodlagos fluidzárványsíkok és/vagy az alszemcsésedés hiánya a kőzetalkotó kvarckristályokban arra utal, hogy azok viszonylag deformálatlanok, illetve jelentős eltemetődést nem szenvedtek. A mátrix jellegzetes cirkumgranuláris repedéshálózata (*3. ábra, B*) láttán arra is gondolhatnánk, hogy eredetileg amorf (géles?) fázisú anyagból állt, mely gélöregedéssel kristályosodhatott át. A portlandcement (és hasonló termékek) megszilárdulása során gélszerű, kis mésztartalmú hidroszilikát keletkezik, amely idővel dehidratálódik. Eközben $Ca(OH)_2$ szabadul fel, amely levegővel érintkezve $CaCO_3$-tá alakul, de a víz alatt megszilárduló cementből a víz ezt részben, vagy teljesen kimoshatja (Mäkelt 1951). Emiatt merült fel a cirkumgranuláris repedések portlandcement eredete. A röntgendiffrakciós vizsgálatok eredménye alapján ugyanakkor kizárhatjuk, hogy a kőzet habarcs vagy beton lett volna, mert ennek a diffraktogramon kellett volna, hogy nyoma legyen. Ezzel szemben a vizsgált minta szinte kizárólag kvarcból állt.

A fentiek alapján valószínűnek tartjuk, hogy a rendkívül rideg, uralkodóan SiO_2 anyagú szemcsékből álló és hasonlóan rideg SiO_2-dal cementált kőzet mégis természetes eredetű. Ennek értelmében a repedések a vágás és csiszolás mechanikai hatásának eredményeként járták át a kőzetet. Ezt támasztja alá az átkovásodás mértékében megfigyelt különbség is az Ínség-kő fő kibukkanása és a tőle folyásirányban néhány méterre lévő szirt közt: az említett repedésrendszer legjellegzetesebben a fő kibukkanás — leginkább átkovásodott — kőzetéből készült csiszolatban jelentkezett.

Szintén a mesterséges eredet ellen szól, hogy a szemcsék lényegesen apróbbak, mint a betonadalékként használható homokszemcsék. Mindezek mellett a Duna meder legalább 40–50 méteres szakaszának kibetonozása olyan jelentős esemény lett volna, amelynek bizonyára nyomára akadtunk volna az archív anyagok tanulmányozása során.

Összefoglalva tehát megállapíthatjuk, hogy az Ínség-kő anyaga természetes eredetű homokkő. Tekintsük át, milyen típusú homokkövek ismertek az Ínség-kő tágabb környezetében. (A Gellért-hegy geológiájának taglalását az olvasó megtalálja például Magyari [1996] és Korpás et al. [2002] munkáiban.)

A Hárshegyi Homokkőnek (BÁLDI & NAGYMAROSY 1976) lehetnek olyan fáciesei, amelyek esetleg rokoníthatóak lennének a megfigyelt kőzetével. Az oligocén ősföldrajzi helyzet és fácieseloszlás (BÁLDI & NAGYMAROSY 1976, FODOR et al. 1994) alapján azonban a Gellért-hegy zónájában a Hárshegyi Homokkő heteropikus fáciese, a Kiscelli Agyag a jellemző. Ezt támasztják alá a DBR metró Szent Gellért téri és dunai fúrásai is (RAINCSÁKNÉ 2000, HORVÁTH et al. 2001). Anyagi minőségben is jelentős eltérés van a Hárshegyi Homokkő és az Ínség-kő kőzete közt: előbbi zömmel kerekített kvarcszemcsékből áll, a mátrixban kevés kalcedonnal, szemcséinek anyagában pedig nagyszámú fluidzárvány utal azok deformált, „idős" voltára. A Hárshegyi Homokkő kavicsanyaga metamorf és magmás eredetű, a Veporidákból származtatható (KASZANITZKY 1956).

A felső-oligocén Törökbálinti Homokkő (BÁLDI 1983) általában agyagosabb, gyengébben cementált, litológiai összetétele változatosabb, mint a megfigyelt kőzeté — így ez a képződmény is kizárható.

Pannóniai képződmények nem ismertek a Gellért-hegy szűkebb környezetében. Triász dolomitban megjelenő pannóniai üledékes telérek ugyan ismertek pl. az Ördögoromról, de ezek klasztanyaga szine kizárólag kvarckavics (MAGYARI 1996), „gyöngykavics".

A recens, illetve szubrecens Duna-üledék jelentős lokális cementációja ugyan elképzelhető, a Gellért-hegyi felszín alatti vizek által szállított potenciális cementanyag azonban nagy valószínűséggel inkább karbonátos lenne, mint kovás (ERŐSS 2010 és az ebben található hivatkozások).

A változatos Gellért-hegyi eocén rétegsor bázisképződményeként szemcsevázú, egyes szakaszain max. 25%-nyi koptatott metamorf szemcsét tartalmazó, tűzköves dolomitbreccsát, és erre települő, kovás márga által cementált, tűzkőtörmelékes breccsát és homokkövet említ az irodalom (MAGYARI 1996, RAINCSÁKNÉ 2000). SCHAFARZIK & VENDL (1929) a jelen cikk tárgyát képező tűzkőtörmelékes homokkőhöz leginkább hasonló képződményt „szarukőszilánkos" nummuliteszes mészkőként írja le és — MAGYARIhoz (1996) hasonlóan — a Gellért-hegy rétegsorában a nummuliteszes-ortophragminás mészkő fölé teszi; közvetlen fedőjeként a bryozoás márgaszintbe sorolt szarukő-konglomerátumot jelöli meg. A Gellért-hegy keleti oldalában (közel a hegy tetejéhez) a homokkőnek egy erősen cementált változata táródik fel, melyet sűrű bariterezés jár át. SCHAFARZIK & VENDL (1929) a szarukőszilánkos homokkő cementfázisaként a barit mellett kovát és helyenként piritet is említ.

A fentiek alapján az Ínség-sziklák kőzetanyaga leginkább ennek, a Gellért-hegyi eocén rétegsorban mind rétegtanilag, mind topográfiailag viszonylag magas helyzetben lévő homokkő-kifejlődésnek feleltethető meg, amelyet baritos cementáció nem ért, de jelentős mértékben átkovásodott. MAGYARI (1996) leírása szerint a Gellérthegyi eocén rétegsor a hegy déli oldalán kb. 25 m vastag. Az Ínség-sziklával rokonítható homokkövek e rétegsor alsó két méterét kivéve több szintben is előfordulnak, bár a dunai mintákkal leginkább rokon kőzettípusok valószínűleg a 20. méter fölötti jelentkeznek. A pontos korrelációt az is nehezíti, hogy az Ínség-kő jó közelítéssel az eocén szinszediment vetőzóna (MAGYARI 1996, KORPÁS et al. 2002) folytatásába esik (*5. ábra*), és így nem világos, hogy az itt megfigyelt homokkő a hegy déli oldalán megjelenő vastagabb, vagy az északi oldalon látható, jóval vékonyabb eocén rétegsorral rokonítható-e.

A képződmény nummuliteszes-ortophragminás mészkő fölötti rétegtani helyzete miatt nem értelmezhető abráziós szárazulati bázisképződményként. Sokkal valószínűbb, hogy egy szinszediment vető (MAGYARI 1996) mentén a sekélyből hirtelen egyre mélyebbé váló medencébe történő áthalmozási események sorozata hozta létre a Gellérthegyen több szintben is megjelenő, jól osztályozott homokkőtesteket.

A kőzet jelentős másodlagos porozitásának eredetére a pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok adtak magyarázatot. A másodlagos pórusokat szegélyezve nagyon gyakran Si- és Ca-tartalmú, heterogén összetételű fázis maradványait észleltük, mely arra utal, hogy a kioldódott (esetleg kipergett) részek egykori márgaklasztok lehettek. Az oligomikt homokkő savas oldattal kerülhetett kölcsönhatásba, minek következtében a karbonáttartalmú fázisok (jelen esetben a márgaklasztok és esetleg egyéb karbonátok) kioldódtak. Mivel a kioldódott klasztok helyeit, azaz a másodlagos pórusokat a finom kovás anyag körülveszi, valószínű, hogy ez az eredetileg részben márgából, részben apró kvarcszemcsékből álló mátrix utólag kovával cementálódott, és a kovás cementáció megelőzte a karbonátos szemcsék kioldódását. Ugyanakkor a kovásodás és karbonátkioldás egyidejűsége sem zárható ki, mivel a karbonát oldódása és a kova kicsapódása egyaránt savas közeget igényel. A mátrix eredeti összetételére, szemcseméretére stb. vonatkozóan közvetlen információnk nincs, mivel azt a kovás cementáció teljesen átalakította. Az analógiaként megvizsgált, a Gellért-hegyi eocén rétegsorból származó képződmény inhomogén kovásodása által kevésbé érintett mátrix azonban nagy hasonlóságot mutat az ugyancsak a Gellért-hegyről ismert, vas-oxiddal szennyezett kőzetlisztes márga anyagával. Így, amint azt fentebb említettük, nem tartjuk lehetetlennek, hogy a tűzkőtörmelékes homokkő mátrixa eredetileg ugyancsak márga anyagú lehetett. A SEM vizsgálatok során észlelt kaolinit nem az eredeti agyagos mátrix maradványa, hiszen habitusa arra vall, hogy a diagenezis során helyben képződött. Ez összhangban van a feltételezett savas közeggel is.

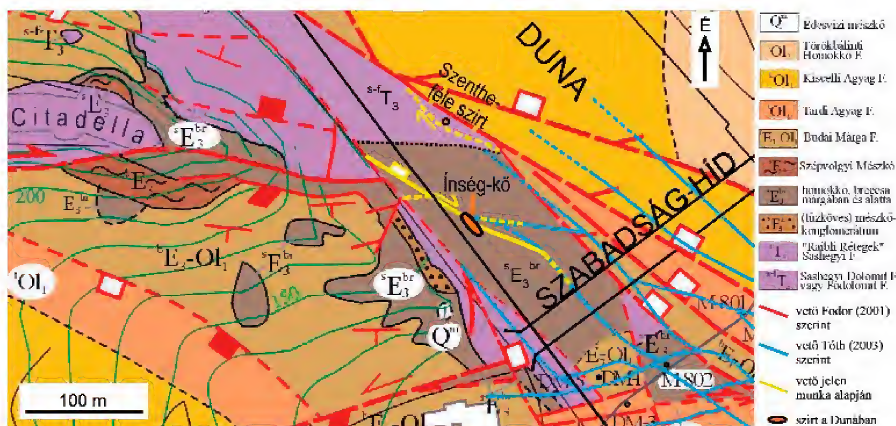
Mivel nincs jelentős akusztikus impedanciakontraszt a triász dolomit és az eocén bázisképződmények közt (TÓTH 2003), nem meglepő, hogy szeizmikus mérésekkel nem volt észlelhető a különbség. Ezért a Duna alatti terület többnyire szeizmikus adatokon alapuló földtani térképén (FODOR 2001) a szóban forgó szektor triász dolomitnak van jelölve. Az Ínség-kő kőzete a mederfenéken jelentős távolságon keresztül követhető; ez lapos rétegdőlésre utal. Ilyen módon a terület fedetlen földtani térképén a Duna alatti triász vetőblokk részben átértelmezendő: a dolomiton eocén

homokkövet tüntettünk fel (*5. ábra*). A Gellért-hegyről ismert délies dőléseket (MAGYARI 1996, FODOR 2001, KORPÁS et al. 2002) és a MAGYARI (1996) által leírt max. 25 méteres eocén vastagságot feltételezve a vetőblokk északi részén még igen enyhe, 5 fokos dőléssel is ki kell, hogy bukkanjon a triász dolomit a kvarter üledékek alatt (*5. ábra*).

A DM–1 fúrásban (HORVÁTH et al. 2001, *5. ábra*) a megfúrt Budai Márga feküje ismeretlen. A rétegsor (MAGYARI 1996) alapján (l. fentebb) a feküben inkább az eocén „homokkő, breccsa márgában és alatta” (FODOR 2001) képződményt várnánk, mintsem a FODOR (2001) által feltüntetett „(tűzköves) mészkő-konglomerátumot”. A földtani térkép vonatkozó részletét (*5. ábra*) ennek megfelelően módosítottuk.

méterre eső Ínség-sziklákon (*5. ábra*) megfigyelt, kelet–nyugati csapású törésrendszert az észak–déli/északnyugat–délkeleti csoport elveti (*2. ábra*). Ez a minta megfelel a Gellért-hegyi térkép léptékében (FODOR 2001, *5. ábra*) azonosított rendszernek, ahol a kelet–nyugati csapású Citadella-vetőt a fiatal, Dunával párhuzamos, morfológiai letörést is jelentő törésrendszer veti (KORPÁS et al. 2002).

Az Ínség-sziklán megfigyelt hajladozó törésrendszer (*2. ábra*) geometriája alapján a fő nyírási sík északnyugat–délkeleti csapású, az észak–déli irány valószínűleg ennek segítő Riedel-iránya. Ennek megfelelően az elmozdulás jobbos eltolódásként értelmezhető, amelyet a néhány megfigyelt vetőlencse/duplex geometriája is alátámaszt. Felmerült a lehetősége az ezzel ellentétes, balos (legalább a feszítő ívekben lokálisan transzpressziós) nyírásnak is, de ez



5. ábra. Az Ínség-kő környezetének fedetlen földtani térképe, FODOR (2001) után módosítva

***Figure 5.** Pre-Quaternary geological map of the Ínség-kő area, modified after* FODOR *(2001)*

Sajnos nem ismerjük a SZENTHE (2004) által leírt, jelenleg bójával jelzett szirt (*5. ábra*) kőzettani összetételét, így korát sem. A térképen a képződmények térképi elhelyezkedése (l. korábban) miatt egyszerűbb, így valószínűbb megoldást alkalmaztuk, triász dolomitként feltételezve azt. A mederfenékből kiemelkedő szirt (SZENTHE 2004) szerkezeti helyzete ugyan elképzelhető csupán egyetlen (FODOR 2001 által értelmezett) vető mentén elhelyezkedő eróziós roncsként is, de nem zárhatjuk ki, hogy — a térképen jelzett módon — egy vetőlencsét alkot az észlelt magaslat. Ugyanígy nem zárhatjuk ki azt a lehetőséget sem, hogy csupán az általunk megfigyelt, kiemelkedő szirtek állnak a mederben mindenhol jelen lévő, és helyenként magaslatokat alkotó dolomitot néhány helyen fedő homokkőből.

Az Ínség-sziklán és környezetében mért törésrendszer (*2. ábra*) beköthető a TÓTH (2003) és TÓTH et al. (2003) által szeizmikusan azonosított vetőrendszerbe, de illeszkedik a FODOR (2001)-féle Gellért-hegyi szerkezeti képbe is, csupán pontosítja azokat (*5. ábra*). A Citadella-vető (KORPÁS et al. 2002) képzeletbeli térképi folytatásától csupán néhány tíz

esetben a szigmoidális nyírási rendszer a plasztikus deformáció felé való átmenetet sugallná, amely az igen kemény, nem metamorf kőzetben indokolatlan lenne. A törések részben nyílt volta — legalább a húzó ívekben lokálisan, de akár nagyobb léptékben is — transztenziós jellegre utal.

Hasonló, hajladozó vetőgeometriát szindiagenetikus deformáció is létrehozhat. Ez esetben szintén balos kinematikát várnánk. A törésrendszerek relatív kora miatt (*2. ábra*) ez azonban igen kevéssé valószínű, hiszen a kelet–nyugati csapású, egyenes lefutású, egyértelműen rideg, tehát konszolidált kőzetet ért törések, noha korábban jöttek létre, mégsem hajladozóak.

Ennek megfelelően a feltárásban észlelt ívelt törésrendszer egy jobbos, vagy jobbos-normál szerkezeti elemként értelmezhető. Ez tökéletesen illeszkedik a KORPÁS et al. (2002) által leírt, északnyugat–délkeleti csapású, jórészt extenziós ottnangi–középső-miocén, de még inkább a késő-miocén–kvarter korú transztenziós vetőzónába. A kelet–nyugati csapású törésrendszer megfelel a KORPÁS et al. (2002) által késő-eocén–eggenburgi korú jobbos normálvetőként azonosított Citadella-vető elvetett folytatásának.

Annak tényszerű igazolására, hogy az Ínség-kő északkeleti peremén (amely mentén a kiálló szirt a meder felé alábukik) egy eddig nem ismert vető húzódik (*5. ábra*), a 2011 őszén elért 62 centiméteresnél még jóval alacsonyabb vízállásra, vagy búvárgeológiai megfigyelésekre lenne szükség.

Következtetés

A 2011-es kisvíz idején a vízfelszín fölé emelkedő, a mondabeli Ínség-kővel azonosított kibukkanások azonban a SCHAFARZIK & VENDL (1929) és MAGYARI (1996) által a Gellért-hegyről leírt tűzkőszilánkos homokkővel azonosíthatóak. A jelentős másodlagos porozitással rendelkező, teljesen átkovásodott, jól osztályozott homokkő az eocén rétegsor része. A benne megfigyelt törésrendszer jól illeszkedik a Gellért-hegyen értelmezett (KORPÁS et al. 2002) szerkezetekhez, ugyanakkor lehetővé teszi azok részleges pontosítását.

A Duna Gellért-hegyi szakaszán a mederben található, általában vízzel fedett szirtek egy részének triász dolomit voltát nem cáfoljuk.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk tanácsaikért, ötleteikért, vagy épp terepi segítségükért a következőknek: SZABÓ Csaba, HORVÁTH Ferenc, BALÁZS Réka, HIPS Kinga, TÓTH Tamás, DEÁK KÖVÉR Szilvia, MÁDLNÉ SZŐNYI Judit, SZTANÓ Orsolya, GYŐRI Orsolya, TÖRÖK Ákos, KRAUS Sándor, BENDŐ Zsolt, VIRÁG Magdolna, RÓZSAVÖLGYI János, ERHARDT Ildikó, ÖTVÖS Viktória. Köszönjük MAGYARI Árpád és SZAKMÁNY György lektorok alapos munkáját. A kutatást az OTKA K72590 számú pályázata támogatta.

Irodalom — References

BÁLDI T. 1983: *Magyarországi oligocén és alsó-miocén formációk.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.

BÁLDI T. & NAGYMAROSY A. 1976: A hárshegyi homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. — *Földtani Közlöny* **106,** 257–275.

ERŐSS A. 2010: Characterization of fluids and evaluation of their effects on karst development at the Rózsadomb and Gellért Hill, Buda Thermal Karst, Hungary. — Doktori dolgozat, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 171 p.

FODOR L. 2001: A Gellért-hegy és DK-i előtere fedetlen földtani térképe. — In: KORPÁS L., FODOR L., MAGYARI Á., DÉNES GY. & ORAVECZ J. 2002. A Gellért-hegy földtana, karszt- és szerkezetfejlődése. — *Karszt és Barlang* **1998–1999 (2002), I–II,** 57–93.

FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. — *Földtani Közlöny* **124/2,** 19–305.

HORVÁTH T., SÁNDOR CS. & FÁY M. 2001: A Budapest 4. metróvonal Duna alatti átvezetés földtani kutatásának összefoglalása. — *Földtani Kutatás* **38/4,** 3–15.

KASZANITZKY F. 1956: Az alsóoligocén (hárshegyi) homokkő ásvány–kőzettani vizsgálata. — *Földtani Közlöny* **86,** 244–256.

KORPÁS L., FODOR L., MAGYARI Á., DÉNES Gy. & ORAVECZ J. 2002. A Gellért-hegy földtana, karszt- és szerkezetfejlődése. — *Karszt és Barlang* **1998–1999 (2002), I–II,** 57–93.

MAGYARI Á. 1996: Eocén szinszediment tektonikai jelenségek és üledékképződésre gyakorolt hatásai a Budai-hegységben. — Doktori dolgozat, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 288 p.

MÄKELT, A. 1951: *Baustoffe.* — B. G. Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig, 308 p.

PRÓNAY ZS. ,TÖRÖS E. & HERMANN L. 2000: Szeizmikus mérések a tervezett 4. sz. metróvonal Duna alatti átvezetéséhez. — *Földtani Kutatás* **37/2,** 19-24.

RAINCSÁK Gy.-NÉ 2000: A Budapest 4. sz. metróvonal és környezetének földtani viszonyai. — *Földtani Kutatás* **37/2,** 4–19.

SCHAFARZIK F. 1920: Szökevény hévforrások a Gellérthegy tövében. — *Hidrológiai Közlemények* **3,** 7–83.

SCHAFARZIK F. & VENDL A. 1929: *Geológiai kirándulások Budapest környékén.* — Stadium Sajtóváll. Rt. Budapest, 341 p.

SZABÓ J. 1879: Budapest geologiai tekintetben. — Különlenyomat a magyar orvosok és természetvizsgálók 1879-iki évi vándorgyűlésének munkálataiból, Budapest, 116 p.

SZENTHE I. 2004: A Duna medrében illetve a partvonal mentén tervezett műszaki beavatkozások valószínűsíthető következményei a Gellérthegy térségében fakadó vizekre. — Elektronikus dokumentum, tagszem.hu/file.php?fid=34

TÓTH T. 2003: Folyóvízi szeizmikus mérések. — Doktori értekezés, ELTE Geofizikai Tanszék, 107–131.

TÓTH T., BOZSÓ T. & HORVÁTH T. 2003: Sziklafalak a Dunában. — *Mélyépítés* **1/4,** 16–23.

Kézirat beérkezett: 2012. 01. 17.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
142/3, 251–268., Budapest, 2012

Középső-würm végi fosszilis talaj- és löszréteg átmeneti szintjének komplex paleoökológiai vizsgálata a tokaji Kopasz-hegyen

PÁLL DÁVID Gergely[1], PERSAITS Gergő[1], NÁFRÁDI Katalin[1], SÜMEGI Pál[1,2]

[1]SZTE Földtani és Őslénytani Tanszék, 6722 Szeged Egyetem u. 2.
[2]MTA Régészeti Intézet, 1014 Budapest Úri u. 49.
pall.david.gergely@gmail.com

Complex palaeoecological study of the Middle Wechselian fossil soil and loess layer transition level of Tokaj Kopasz-hegy

Abstract

This study focuses on a palaeoecological analysis carried out in the Csorgókút Valley at the Kopasz Hill of Tokaj, on the upper fossil soil horizon (Upper Fossil Soil Horizon of Tokaj) of a 15m-high loess section dissected by fossil soils. Hungarian and international references indicate that a chernozem-like palaeosoil developed on the loess sediments in the Carpathian Basin during this period of time. Furthermore, the results of the analysis showed that a boreal, forest-steppe-like soil developed under the pine forest in examined soil horizon; subsequently, a podzol soil developed under spruce forest. On the basis of the results of the analysis — in contradiction to earlier, over-simplified palaeoecological models — a different environment historical development can be expected (in parallel) in the Carpathian Basin in the latest phase of the Wechselian.

Keywords: Middle Wechselian, palaeosoil, micromorphology, palaeoecology

Összefoglalás

A tokaji Kopasz-hegyen, a Csorgókúti-völgyben egy megközelítőleg 15 méteres, fosszilis talajokkal tagolt löszfeltárás felső fosszilis talajszintjén („Tokaji Felső Fosszilis talajhorizont") paleoökológiai vizsgálatokat végeztünk. A klasszikus hazai és nemzetközi irodalom alapján ebben az időhorizontban csernozjom jellegű paleotalaj szintek fejlődtek ki a Kárpát-medencei löszterületeken. Ugyanakkor az általunk vizsgált talajszintben egy boreális erdőssztyepp szerkezetű talajhorizont erdei fenyves alatt, majd egy ugyancsak boreális erdőssztyepp szerkezetű podzoltalaj lucfenyves alatt fejlődött ki. Eredményeink nyomán — a korábbi egysíkú, leegyszerűsítő őskörnyezeti modellekkel szemben —párhuzamos és egymástól eltérő környezettörténeti fejlődéssel kell számolnunk a Kárpát-medencében már a würm utolsó fázisában is.

Tárgyszavak: középső-würm, paleotalaj, mikromorfológia, paleoökológia

Bevezetés, célkitűzés

A dolgozatunkban egy olyan fosszilis talajhorizont mikromorfológiai, geokémiai, szedimentológiai és környezettörténeti (fitológiai, anthrakológiai, malakológiai) vizsgálatát tűztük ki célul, amely egy markánsan megjelenő, Európában és globálisan is kitűnő vezető szintet alkot (PÉCSI 1993). A hazai kutatás a „Mende talajkomplexumon" belül a „Mende Felső 1 talajszintnek" nevezte el ezt a fosszilis talajhorizontot (PÉCSI, 1967, 1975, 1977, 1987, 1993; PÉCSI et al. 1979). PÉCSI szerint a talajkomplexum felső része (MF1) egy gyengén fejlett csernozjom talaj krotovinákkal és faszénmaradványokkal.

A faszénmaradványok radiokarbon és termolumineszcenciás elemzése egyaránt azt bizonyította, hogy ennek a MF1 szintnek a kifejlődése 28–29 ezer uncal BP (megközelítőleg 30 000–31 600 cal BP) évek közé tehető (PÉCSI et al. 1979).

Az adott talajhorizontnak a tokaji Kopasz-hegyen kifejlődött lokális változatát („Tokaji Felső Fosszilis talajszint"; SÜMEGI et al. 1996, SÜMEGI 2005; SÜMEGI & RUDNER, 2001), a Csorgókúti-völgy kezdetén található, későbbiekben Csorgókúti II., szelvényben található kifejlődését tanulmányoztuk (*1. ábra*). Vizsgálatunk elsődleges oka az volt, hogy a mendei, basaharci típusszelvényekben eredetileg leírt csernozjom jelleghez (PÉCSI, 1967, 1975, 1977, 1987, 1993; PÉCSI et al. 1979) képest igen eltérő

talajtípus kifejlődését, egy fosszilis podzolos talajszint kialakulását valószínűsítették a geokémiai, talajtani, őslénytani vizsgálatok alapján (SÜMEGI & RUDNER 2001; SÜMEGI et al. 1996; SÜMEGI 2003, 2005). Vagyis ugyanabban a kronológiai horizontban kifejlődött talajkomplexum két eltérő genetikai változatát, a lokális környezeti hatások nyomán eltérő talajfácies kialakulását rekonstruálták (SÜMEGI 1989, 2001, 2005; SÜMEGI et al. 1996; SÜMEGI & HERTELENDI, 1998; SÜMEGI & RUDNER, 2001).

1916-ban elvégezték. Ennek ellenére a löszökben található fosszilis talajokon BRONGER (1975, 2003) végzett először átfogó mikromorfológiai elemzéseket Magyarországon. Recens talajokon SZENDREI (2000, 2001) vizsgálatait kell megemlíteni. A negyedidőszaki magyarországi szelvényekről a későbbiekben BECZE DEÁK et al. (1997), BERÉNYI ÜVEGES et al. (2003), HORVÁTH et al. (2005), HORVÁTH (2007) tanulmányai tartalmaznak mikromorfológiai értékelést . Napjainkban DEZSŐ (2011) végez hasonló kutatásokat.



1. ábra. A tokaji Kopasz-hegy légifelvétele. Aszelvény (Csorgúkút II.) helyét fehér vonal jelzi

Figure 1. *Aerial photography of the Tokaj Kopasz Hill. The white line is the section (Csorgókút II.) location*

A kronológiailag tisztázott korú Csorgókúti II. szelvény (SÜMEGI 2001, 2005; SÜMEGI & HERTELENDI 1998; SÜMEGI et al. 1996) feldolgozásának elsődleges célja a mikromorfológiai elemzés volt, ugyanis az elmúlt évtizedekben a laza üledékekből készített csiszolatok mikroszkópikus vizsgálatai jelentős eredményeket szolgáltattak (STOOPS et al. 2010). Ennek nyomán lehetőség nyílott a Csorgókúti II. szelvény részletes elemzésére, a korábbi podzolos talajszintet rekonstruáló modell új szempontú mikromorfológiai megközelítésére is. Ezen cél elérése érdekében a mikromorfológiai elemzést szedimentológiai, geokémiai, őslénytani (malakológiai), ősnövénytani (fitológiai, anthrakológiai), vizsgálatokkal egészítettük ki. Így a korábbi multidiszciplináris megközelítést egy soktényezős elemzés eredményeivel hasonlíthattuk össze.

A tudománytörténeti kutatások szerint hazánkban az első mikromorfológiai vizsgálatokat még jóval a módszer kiindulási pontjának tekintett munka (KUBIENA 1938) előtt, Munkamódszereiket, publikációkban megjelent tapasztalataikat is figyelembe vettük a vizsgálataink, mintavételi és feldolgozási módszereink kialakításakor.

A vizsgált terület és az analizált szelvény

Az általunk vizsgált terület a tokaji Nagy (Kopasz)-hegy 16 km^2 területéből mintegy 12 km^2 kiterjedésű, lösszel fedett (PINCZÉS 1954, 1987; GYARMATI 1974; KOZÁK & RÓZSA 1982) részén található. A lösz vastagsága igen változó a tokaji Kopasz-hegyen (PINCZÉS 1954, GYARMATI 1974), átlagosan 10–15 méter közöttiek. A tokaji Csorgókút II. feltárás esetében is változó a löszös köpeny vastagsága, mivel egy erodált felszínű lávanyelv peremén halmozódott fel és alakult lösszé az üledékanyag (SÜMEGI 2005, SÜMEGI et al. 1996). A tokaji Csorgókút II. lelőhely mintegy 50 méter szélességű feltárásánál az általunk vizsgált részen a

szelvényben (*2. ábra*) a löszös rétegsor vastagsága meghaladja a 14 métert, a szelvény keleti, völgyben végződő részén eléri a 20 métert is (*3. ábra*). A vizsgált szelvényrész koordinátái: északi szélesség 48° 8'23.16", a keleti hosszúság 21°23'49.43".

A szelvényben a felső fosszilis talajhorizont mintegy méteres kifejlődésű volt, a felszíntől 495 és 600 cm között húzódott (*2. ábra*). A célnak megfelelően a fosszilis talaj felső, fedő löszréteghez közeli átmeneti részére koncentráltunk az elemzéseinkkel (*3. ábra*).

A teljes Csorgókút II. szelvény feküjében közvetlenül a mállott, erodálódott piroxéndácit felett vörösesbarna színű vulkáni málladék (nyirok) található, majd erre települt a tokaji Kopasz-hegyen előforduló löszös – fosszilis talaj rétegsor alsó löszrétege (SÜMEGI 2005; SÜMEGI et al. 1996).

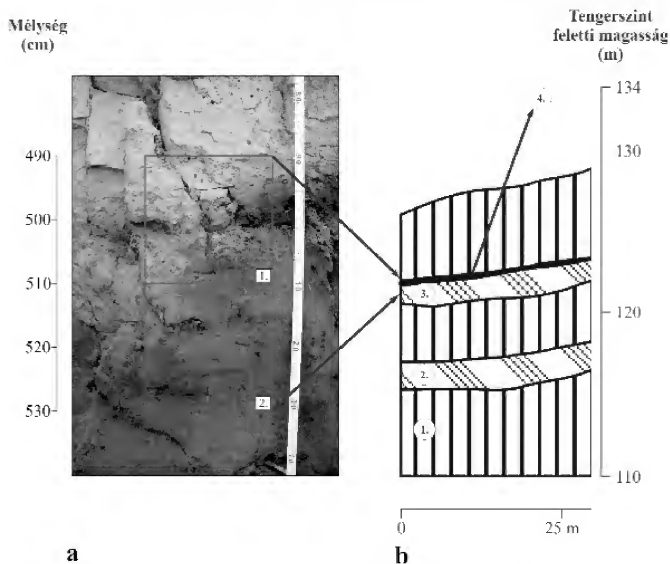
A korábbi kvartermalakológiai, kronológiai és a legújabb OSL vizsgálatok alapján (SÜMEGI 2005, SCHATZ et al. 2011) ez a legalsó, sárgásbarna színű (Munsell színskála szerinti: 10 YR 7/5), karbonátos, finomkőzetlisztes durvakőzetliszt szemcseösszetétellel jellemezhető, jelentős mennyiségű Mollusca-héjat tartalmazó löszréteg egyértelműen 60 ezer kalibrált BP évet biztosan meghaladó kora-würm (PINCZÉS 1954, JÁNOSSY 1979), más megközelítés alapján kora-pleniglaciális (BOKHORST et al. 2011) korú.

Az agyagtartalom és mágneses szuszceptibilitás változásai (SCHATZ et al. 2011), valamint a korábban végzett ősléntytani és geokronológiai elemzések (SÜMEGI et al. 1996) alapján ez a legidősebb, feküt alkotó alsó löszréteg a SPECMAP besorolás szerinti MIS 4 szinttel párhuzamosítható (IMBRIE et al. 1984).

Ezen az alsó-würm löszrétegen egy középső-würm, MIS 3 kezdetével párhuzamosítható, a kvarcon végzett OSL és a földpáton végzett IRSL vizsgálatok (SCHATZ et al. in press) alapján 55 ezer kalibrált BP évnél idősebb, 65 ezer kalibrált BP évnél fiatalabb, sötétbarna színű (10 YR 3/2), agyagos finomkőzetliszt szemcseösszetételű, 0,5 % totál szervesanyag-tartalmú (TOC) fosszilis talajréteg fejlődött ki.

A fosszilis talajrétegre egy szervesanyag-mentes, 55 és 40 ezer kalibrált BP évek közé tehető középső-würm, MIS 3 szinttel párhuzamosítható, sárgásbarna színű (10 YR 7/5), karbonátos, finomkőzetlisztes durvakőzetliszt szemcseösszetétellel jellemezhető löszréteg települt. Ebből a szintből csak elszórtan sikerült oldott felszínű Mollusca-héjakat kimutatni.

A középső-würm löszrétegen egy vörösbarna színű (10YR 3/4), a radiokarbon elemzések (SÜMEGI & HERTELENDI, 1998) és a legújabb OSL vizsgálatok (SHATZ et al. in press) nyomán egyértelműen 35 és 25 ezer kalibrált BP évek közé tehető fosszilis talaj alakult ki. A fosszilis talaj agyagos finomkőzetliszt összetétellel és az alsó fosszilis talajszintnél jelentősebb, 1%-os totál szervesanyag-tarta-



2. ábra. a) A két monolit elhelyezkedése a szelvény mentén (1 – a „faszenes" horizontot metsző monolit; 2 – „felső paleotalaj" horizontot metsző monolit); **b)** a tokaji Csorgókút II.szelvény rétegoszlopa (1 – lösz, 2 – alsó-würm paleotalaj, 3 – középső-würm paleotalaj, 4 – faszénben gazdag réteg, SÜMEGI 2005)

***Figure 2.** a) The position of two monolithis along the profile (1 – monolith from the charcoal horizon; 2 – monolith from the top-palaeosoil); **b)** geological profile of Tokaj Csorgókút II. (1 – loess, 2 – palaeosoil from the Lower Weichselian, 3 – paleosol from the Middle Weichselian, 4 – charcoal rich-layers, SÜMEGI 2005)*



3. ábra. A tokaji Csorgókút II. lelőhely földtani metszete

1 – piroxéndácit feküközet 2 – átmozgatott lösz 3 – lösz 4 – alsó fosszilis talaj, 5 – felső fosszilis talaj 6 – szénült famaradványokat tartalmazó horizont (SÜMEGI, 2005)

***Figure 3.** The geological profile of Tokaj Csorgókút II.*

1 – bedrock (pyroxene dacite) 2 – removed loess 3 – loess, 4 – Lower Weichselian palaeosol 5 – Middle Weichselian palaeosol, 6 – charcoal-rich layer

lommal (TOC) jellemezhető, de a szervesanyag, a karbonáttartalom és a szemcseösszetétel (SÜMEGI 2005) és a szén, valamint a nitrogén izotópösszetétel-változásai nyomán (SCHATZ et al. 2011) a talajképződés feltételei többször erőteljesen megváltozhattak a fosszilis talaj kifejlődése nyomán. Így a 35 és 25 ezer évek közé tehető „Tokaji Felső Fosszilis talajszint" egy poligenetikus talajhorizontként fogható fel.

Ez a poligenetikus kifejlődés figyelhető meg már makroszkóposan is a vizsgált csorgókúti szelvényrészben, ahol mind a színben, mind a makromorfológiai szerkezetben jelentős változások alakultak ki a felszíntől 495–600 cm közötti fosszilis talajrétegben. A poligenetikus kifejlődés különösen a fosszilis talajszintet lefedő, felső-würm sárgásbarna (Munsell színskála szerinti: 10 YR 7/5), karbonátos, finomkőzetlisztes durvakőzetliszt szemcseösszetétellel jellemezhető, jelentős mennyiségű Mollusca-héjat tartalmazó löszréteg és a fosszilis talajréteg határán kifejlődött, szénült famaradványokat tartalmazó szintben feltűnő (SÜMEGI 2005). Éppen ezért vizsgálatuk ezt a kronológiailag tisztázott korú, megközelítőleg 35 és 30 ezer évek közé tehető középső-würm fosszilis talaj és a felső-würm löszréteg átmeneti, 31 és 29 ezer év közötti szintjét (*3. ábra*).

A tokaji löszrétegsort és az általunk feldolgozott Csorgókúti II. szelvényt egyaránt egy felső-würm löszösszlet zárja. A geokronológiai (radiokarbon és OSL elemzések) alapján a legfelső löszréteg 25 ezer kalibrált BP évnél fiatalabb. A radiokarbon vizsgálatok alapján 18 ezer (SÜMEGI & HERTELENDI 1998; SÜMEGI 2005), az OSL és IRSL mérések alapján 20 ezer évnél fiatalabb szintek helyenként erodálódtak a tokaji löszös összlet legfelső szintjéből (SCHATZ et al. in press). Így a MIS 2 szinttel párhuzamosítható késő-würm és késő-glaciális korú löszréteg már hiányos kifejlődésű is lehet.

Módszerek

Mintavételezés

Több fajta módszer, mintavételezési eljárás használatos a negyedidőszaki laza üledékek, paleotalajok és régészeti kultúrrétegek zavartalan mintavételezésére (SÜMEGI 2003). Minden egyes üledé mintavételezése különböző (eltérő fizikai tulajdonságuk miatt). A fosszilis talaj és a fedő löszréteg közötti átmeneti szint mindössze 40 cm vastag volt, így az általunk választott 1–2 cm átfogó mintavétel statisztikai szempontból (GEIGER 2007) is megfelelő léptékű mintavételezésnek számított ennek az átmeneti szintnek a feldolgozásához. A terepi munka során a beágyazó üledékből a vizsgálni kívánt mintát minél kevesebb külső fizikai rongálásnak, behatásnak szabad kitenni (FITZPATRICK 1993), ezért a szelvényből egymás feletti monolitokat emeltünk ki. A monolitok mérete 20×20×20 cm volt. A minták orientációját, illetve térbeli helyzetét minden esetben fotókon, rajzon és a monolitokon rögzítettük, majd a monolitokat gondosan rögzítetten (FITZPATRICK 1993) csomagoltuk, hogy az eredeti helyzetnek megfelelően tudjuk szállítani. A monolitokból a csiszolat mintavétel és a szedimentológiai, geokémiai, őslénytani mintákra bontás már laboratóriumban történt.

Vékonycsiszolat készítése és feldolgozása

A szelvényből két monolit került beágyazásra, ezekből a blokkokból több mint 30 db csiszolat készült, melyekből 16 db-ot értelmeztünk (a többi csiszolat minősége ezt nem tette lehetővé). A csiszolatok leírásánál nemzetközi (BULLOCK 1985), illetve hazai (SZENDREI 2000) leíró rendszereket vettünk alapul. A mikromorfológiai elemzéseket polarizációs mikroszkóppal illetve számítógépes képanalízissel próbáltuk pontosítani (DEZSŐ 2011). A mintavételezéssel a löszt, az égett faszenes szintet, illetve az alatta található felső-paleotalaj (SÜMEGI 2005) horizontját mintáztuk.

A csiszolatokat SZENDREI (2001) és DEZSŐ (2011) módszertani javaslatai nyomán készítettük el. A szállítás után a monolitokat 30 °C-on szárítottuk (szárítószekrényben) közel egy héten keresztül, majd a beágyazni kívánt szegmensét lemetszettük az egész monolitról. A laza üledéket ezek után impregnáltuk egy héten keresztül, majd a beágyazott mintát szárítottuk ugyanennyi ideig. Ezt követően poliészter gyantával impregnáltuk az üledéket és megvártuk, míg a csiszolatra kiválasztott, szegmens megszilárdult. Majd a kőzet keménységűvé vált szegmenst vágógéppel (Buehler Petrothin vágó- és csiszológéppel) csiszolati mintákra metszettük szét. Több kísérlet után a két, egymás felett elhelyezkedő üledékmonolitot átlagosan 1,2 cm-enként metszettük el, illetve ezeket a metszeteket analizáltuk részletesen. Így a 40 cm-es szelvényből összesen 33 db csiszolatot készítettünk.

A kész csiszolatok vastagsága minden esetben 15–30 mikron volt, amelyet polírozással (SZENDREI 2001, DEZSŐ 2011) értünk el. A csiszolatok klasszikus leírása után morfológiai, alaktani, mennyiségi változásokat polarizációs fénymikroszkóppal (Nikon Eclipse E600) elemeztük (STOOPS & JONGERIUS 1975, BULLOCK 1985, FITZPATRICK 1993, KEMP 1998, SZENDREI 2001). Az analizálni kívánt fényképeket Canon EOS 30D fényképezőgéppel készítettük. A fotókat Adobe Photoshop, ImageJ és Zoner Panorama Maker képszerkesztő programokkal vizsgáltuk. A csiszolatokról makroszkópos felvételeket is készítettünk. Végül a 33 csiszolatból 16 db csiszolat felvételén végeztünk részletes földtani és paleopedológiai értelmezést.

Szemcseösszetétel meghatározása

Az üledékrétegek színének leírásához a talajtani és laza üledéktani vizsgálatoknál használatos (SZABOLCS 1966) Munsell Soil Color Charts-ot (Munsell Color Company 1975) használtuk fel. A granulometriai elemzéseket CASAGRANDE (1934, 1947) által leírt areométeres módszerrel végeztük el. A szemcseösszetétel meghatározás ugyanazokon a mintákon történt, mint a csiszolatelemzés.

Karbonát- és szervesanyag-tartalom meghatározása

A karbonát-, illetve szervesanyag-tartalom meghatározásánál az úgynevezett Dean-féle izzításos módszert használtuk (DEAN 1974). A vizsgálat ugyanazokon a mintákon történt, mint a szemcseösszetétel és csiszolatelemzés. A szervesanyag-tartalom meghatározása előtt a mintából kiemeltük a szénült famaradványokat, viszont a Tyurin-módszert felhasználó humusztartalom meghatározás (BUZÁSI 1993) esetében ez nem történt meg. Így a humusztartalom és a szervesanyag-tartalom összehasonlításával az égett faszenek okozta szervesanyag-növekedésre kaptunk adatokat.

Bővített talajtani vizsgálatok

A fő- és nyomelem, valamint a bővített talajtani, közte a KCl-os pH vizsgálatokat BUZÁS (1993) módszertani javaslatai alapján végeztük el. A mérések plazmaemissziós spektrometriával (ICP-AES) történtek. Ezzel a módszerrel a vizsgálni kívánt minták elemi összetételére lehet következtetni. Napjainkban már ennek a mérésnek a hibahatára max. 5–7% (BUZÁS 1993). A vizsgálati eredmények közül a pH, humusz, Al-, Fe-, Mn-, K-, Ba-, Sr-, P-, Ca-, Mg-tartalom változásait mutatjuk be. DÁNIEL 2004, DÁNIEL et al. 1996, SÜMEGI et al. 1999 nyomán a vizsgálatokat több lépésben végeztük el. A fő- és nyomelemzésnél a vizes extrakció eredményeit használtuk fel, amely a vízoldható elemösszetételt adja meg. E paraméterek nyomán a fosszilis talajok és a löszréteg, valamint az átmeneti szintjük és az ezeket kialakító folyamatok, köztük a mállás (DÁNIEL 2004) jól jellemezhetők voltak.

Fitolit anyag kinyerése

Talajok, üledékföldtani minták, régészeti objektumok betöltéseiből, azok különböző részeiből származó minták feltárása során egy saját tapasztalat nyomán átalakított receptet alkalmaztunk (PERSAITS 2010; PERSAITS & SÜMEGI 2011), amely PIPERNO (2006), MADELLA et al. (1998) metódusára épül. Mivel a fitolitok kinyerése és vizsgálata Magyarországon még kezdeti stádiumban van, ezért röviden összefoglaljuk a módszer lényegét.

A feltárás lépései a következők:

1. 5 gramm porított, légszáraz minta kimérése két tizedes jegy pontossággal,

2. 5%-os calgon-oldatban való rázatás 6 órán keresztül,

3. a szervesanyag roncsolása 30%-os hidrogén-peroxidos fürdőben,

4. a karbonátok roncsolása melegített 10%-os sósavas fürdőben,

5. a 250 mikronnál nagyobb frakció leválasztása nedves szitálással,

6. az agyagfrakció leválasztása Atterberg-féle ülepítő hengerben,

7. 2,3 g/cm^3 sűrűségű nehézfolyadékban való flotálás,

8. a felúsztatott fitolitok összegyűjtése Pasetur-pipettával,

9. etanolos mosás után glicerin alatti tárolás Eppendorf-csőben.

A Nikon Eclipse E600 polarizációs fénymikroszkóppal történő határozás során mintánként legalább 200 darab fitolit határozására törekedtünk, ekkor tekinthető a minta statisztikailag értékelhetőnek (PEARSALL 1979). A határozáshoz az SZTE TTIK Földtani és Őslénytani Tanszékén kialakított összehasonlító adatbázist használtuk, mely a témákban megjelent publikációkra, valamint bizonyos növények esetében saját referencia-anyagra épül. A fitolitok formai azonosítása során a saját fitolit-adatbázisunkon kívül a fitolitok méret, szín, jellemző formák aránya alapján történt értelmezései során GOLYEVA et al. (1995), GOLYEVA (2001a, b) munkáira támaszkodtunk, míg a jellegzetes klímaindikátor-csoportokba történő formai besorolások esetében TWISS et al. (1969) munkája volt az irányadó. A fitolitformák leírásánál a nemzetközileg elfogadott International Code for Phytolith Nomenclature 1.0 (MADELLA et al. 2005) nevezéktanát alkalmaztuk.

Anthrakológiai anyag feldolgozása

A löszös rétegeken anthrakológiai kutatások STIEBER (1957, 1967, 1968, 1969) vizsgálatait követően átfogóan RUDNER & SÜMEGI (2001, 2002) SÜMEGI & RUDNER (2001) WILLIS et al. (2000) végzett.

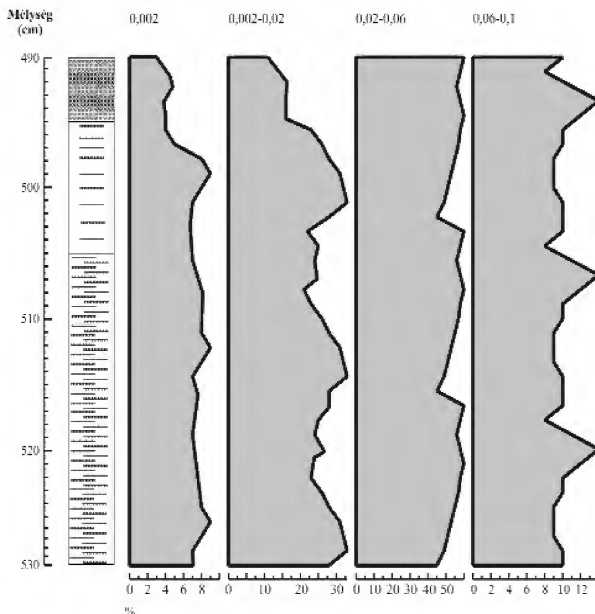
A felhasznált módszer lényege az alábbi. A faszenek kialakulásukat tekintve élő, kivágott vagy kiszárított fa termális pusztulása révén jönnek létre, elégtelen mennyiségű oxigén jelenlétében. Az égési folyamat során 4 fokozatot különböztetünk meg az égési hőmérséklet tekintetében. Dehidratáció 200 °C-ig, szénült faanyagképződés 200–280 °C között, pirolízis vagy karbonizáció 280 °C-tól 500 °C-ig és gyulladás/égés 500 °C felett (BEALL 1972). Az első két endoterm folyamat alatt a fa az összsúlya 35%-át is elveszíti illóanyagok, nem éghető gázok és szervesanyag formájában. A pirolízis során a cellulóz és a lignin degradációja éghető gázokat produkál. Ezen a ponton az égés exotermmé válik, a hőmérséklet megemelkedik és a fa lángra kap. Az utolsó fokozatban, ha elegendő oxigén áll rendelkezésre, a faanyag hamuvá ég, 1200 °C-os hőmérsékletnél, a famaradványok már nem ismerhetők fel (BRAADBART & POOLE 2008).

Az erdőtüzek lehetnek természetes és antropogén, hatásra bekövetkező tüzek. A természetes tüzek már az ember megjelenése előtt is előfordultak. Fenyőerdőkben általában gyakrabban bekövetkeznek, mivel a fenyők gyantatartalma elősegíti az égést és az égés terjedését. Ugyanakkor a tűlevelű erdők természetes begyulladása a legtöbb esetben rövid idő alatt véget ér (MOORE 2000). Ennek során a növényzet általában nagyobb területen ég le, ugyanakkor ez az esemény ritkábban következik be (LEWIS & FERGUSON 1988). A természetes tüzek kialakulhatnak villámcsapások, meteorit becsapódások során vagy túlmelegedést követő öngyulladások formájában, melyek szabad égésnek tekinthetők, és gyulladó pontokon vagy vonalakon keresztül terjednek (ALBINI 1993, CHANDLER et al. 1983).

A fennmaradt, szénült faanyag feldolgozása nyomán így nemcsak az egykori fás szárú növényzet összetétele, egykori erdőborítás típusa, hanem a szénülést kialakító erdőtűz hőmérséklete, és esetleg az égést kialakító tűz is rekonstruálható. Ezért a kiemelt monolitok mintáiból kettős, 0,5 és 0,25 mm átmérőjű szitaszövetet felhasználó germán iszapolással (JACOMET & KREUZ 1999) kinyertük a szénült famaradványokat. Mintánként egységes menynyiségből, 500 gramm felhasználásával sikerült határozható szénült famaradványokat kinyerni az üledékből. A faanyag beágyazódási állapota és fajösszetétele teljes mértékben megfelelt a korábban publikáltaknak (RUDNER & SÜMEGI 2001, SÜMEGI & RUDNER 2001).

Malakológiai anyag feldolgozása

Az anthrakológiai anyag kinyerésével párhuzamosan a Mollusca-héjakat is kinyertünk az üledékből. A malakológiai anyag feldolgozása megfelelt KROLOPP & SÜMEGI (1992), SÜMEGI & KROLOPP (1995) által leírtaknak. Mivel Mollusca-héjak csak elszórtan kerültek elő a mintákból, ezért a malakológiai anyagot statisztikusan nem tudtuk értékelni (KROLOPP 1983), így csak az előkerült fajok környezeti (főleg klímajelző) szerepére tudtunk támaszkodni.



4. ábra. A szelvény szemcseösszetételi értékei (SÜMEGI 2005)
***Figure 4.** Grain size values of the profile (SÜMEGI 2005)*

Eredmények

Szedimentológia

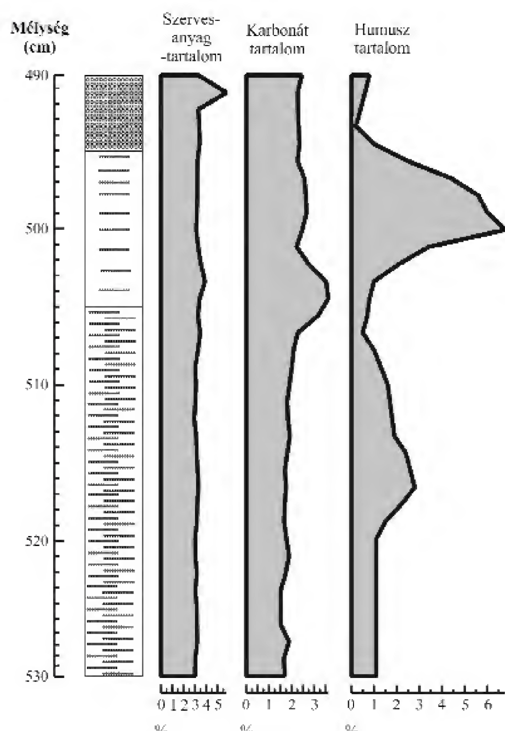
A vizsgált szelvényszakasz három szedimentológiai zónára tagolható (*4. ábra*). Az alsó szint egy nedvesen sötétbarna (10 YR 5/5), kiszáradva vörösbarna színű (10 YR 3/4) horizont, mely már színében is jól elkülöníthető a fekü, talaj szempontjából anyakőzetet jelentő, sárgásbarna színű (10 YR 7/5) finomkőzetlisztes durvakőzetliszt (eolikus lösz) horizonttól. A sötétbarna színű fosszilis talajhorizont már makroszkóposan elüt a réteget közrefogó, fekü és fedő löszüledéktől. Szemcseösszetétel alapján ez a különbség még kifejezettebb, mivel a fosszilis talajban az agyagfrakció aránya helyenként meghaladja a 8%-ot is, míg a löszös rétegben maximum 2% (SÜMEGI et al. 1996).

A fosszilis talajban az agyagtartalomnak három maximuma figyelhető meg (SÜMEGI et al. 1996). Ebből két agyagtartalom és finomkőzetliszt-tartalom csúcsa az általunk igen részletesen vizsgált szelvényszakaszban is jelentkezik (*4. ábra*). Az agyag- és finomkőzetliszt-tartalom ilyen maximumai az egykori talajképződés során bekövetkező szingenetikus változásokkal, intenzívebb mállással (ALVAREZ & LAVADO 1998), illetve az agyagszemcsék utólagos, posztgenetikus mozgásával, belső kollúviációval (KEMP 1985), magyarázható.

A fosszilis talaj felszínén mintegy 10 cm vastagságban égett üledékudvarral jellemezhető szénült famaradványok kerültek elő. Ebben a horizontban a finomkőzetliszt (0,002–0,02 mm) és agyag (kisebb, mint 0,002 mm átmérő) frakció aránya ismét jellegzetes maximumot mutatott (*4. ábra*). Mivel a fedő löszrétegben az agyag és finomkőzetliszt tartalma minimális, a finomabb szemcsék mélyebb szintbe történő vándorlásával nem számolhatunk. Így az ebben a szintben kimutatott finomabb szemcseösszetételű szint autochtonnak, és a radiokarbon vizsgálat alapján 28–29 ezer évvel ezelőtti mállási maximum hatására kialakult szintnek tekinthető. Az agyagtartalom a maximumot követően erőteljesen lecsökkent és a fedő löszréteg és a fosszilis talaj határán a 8,5%-ról 4% alá, majd a löszrétegben már 2% alá esett az értéke.

Szervesanyag-, humusz- és a karbonáttartalom változása a mintákban

Az izzításos tömegveszteség mérése segítségével sikerült azonosítani a szelvény mentén a szervesanyag-, illetve karbonáttartalmat (*5. ábra*). A szelvény alsó részén a szervesanyag-tartalom nem mutat kiemelkedően magas értékeket, semmilyen drasztikus szervesanyag növekedés vagy csökkenés nem tapasztalható. A faszenes égett horizontban a szervesanyag-tartalom mértéke minimálisan nő, illetve a szelvény legfelső horizontjában egy nagyobb növekedés tapasztalható. Ez a növekedés valószínűleg turbációs hatás miatt észlelhető. A karbonáttartalom szinte az egész szelvény mentén egyöntetű volt. Ez a homogén kép



5. ábra. A két monolit szervesanyag-,karbonát-, illetve humusztartalma

***Figure 5.** Organic matter, carbonate- and humus content of the monolits*

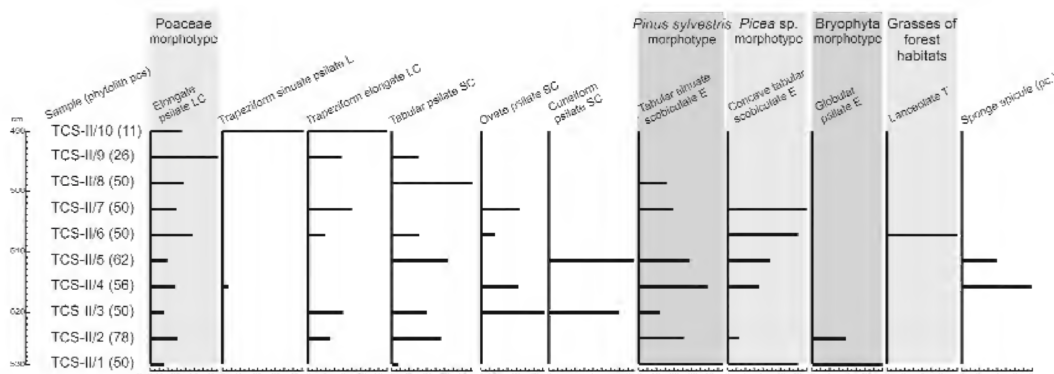
a löszös horizontban változik, és folyamatos növekedés tapasztalható, ami a szelvény mentén történő üledékváltozásnak tudható be.

A két monolitból humusztartalom mérésre kiemelt minták humusztartalma változatos képet mutat. A fosszilis talajhorizontban (SÜMEGI 2005) a humusztartalom magasabb, mint a löszös horizontban. Az égett faszenes horizontban az értekék drasztikusan, akár 5–6 szorosukra is megnövekednek. Ez a változás az égett faszenek megjelenésével kapcsolható össze. Hasonló jelenséget tapasztaltak szénült famaradványok mennyiségének változása alapján korábban is (RUDNER & SÜMEGI 2001). Úgy tűnik, hogy az égett faszenes szint a színe mellett a 2 mm-nél nagyobb szénült famaradványok alapján különül el egyértelműen a fekü fosszilis talajtól. Ugyanis a szénült famaradványok leválasztásával nem lehetett kimutatni különbséget a fekü fosszilis talaj és a lösz felé átmenetet jelentő égett faszenes szint szervesanyag-tartalma között.

Fitolit analízis eredményei

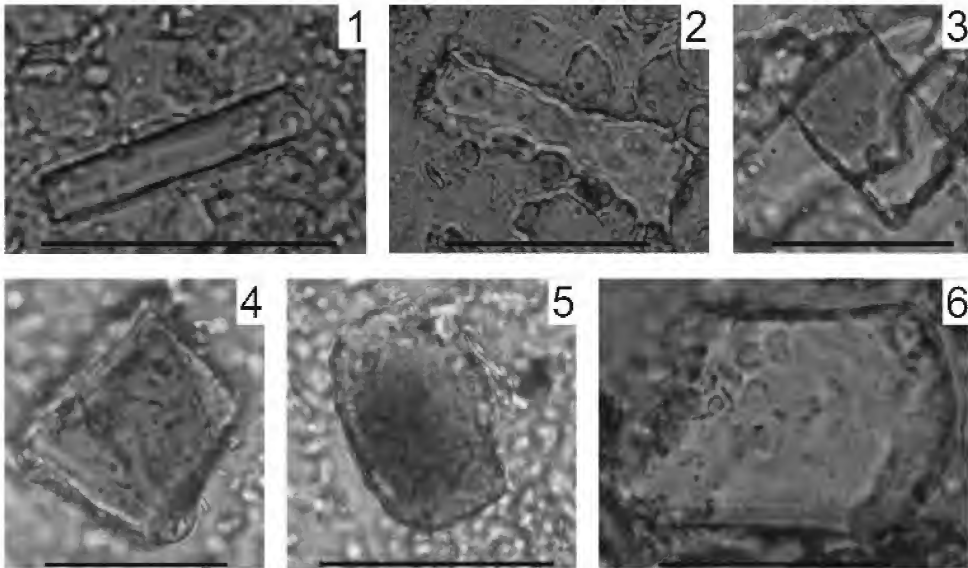
A nemzetközi fitolit kutatások igen jó eredményeket mutatnak a lösz–paleotalaj rétegsorokat illetően (BLINNIKOV et al. 2002, LU et al. 2006, OSTERREITH et al. 2009), a magyarországi kutatások eddig vegyes képet mutatnak. Az ország déli részén található löszszelvények (Katymár, Makó, Solt) kevés fitolitot tartalmaznak, formai gazdagságuk szegény, de a mennyiségi változásuk jól korrelál a pleisztocén felmelegedési és lehűlési ciklusaival (PERSAITS 2010, PERSAITS & SÜMEGI 2011). A feltárt 5 gramm mintából igen kevés (11–78 db között) fitolitot sikerült azonosítanunk (*6. ábra*), ami a magyarországi löszök esetében nem meglepő. A minták összevetése ezért problémás, különösen 50 db alatt. A legkevesebb fitolitot tartalmazó minták a típusos löszből származnak (TCS–II/9, TCS–II/10). Az égett paleotalajból feltárt minták minden esetben tartalmaznak legalább 50 db fitolitot. Összesen 11 biomorfa típust különítettünk el, melyből egy szivacstű volt, a többi fitolit (*7. ábra*). A Poaceae morfotípus *Elongate psilate* LC fitolitjai egyértelműen a pázsitfűféléktől származnak. E fitolitformát valamennyi vizsgált magyarországi löszszelvényből (Basaharc, Mende, Paks, Katymár, Makó, Solt) is sikerült kimutatni (ENGEL & DI MAURO 1995, PERSAITS 2010, PERSAITS & SÜMEGI 2011).

A Trapeziform, Tabular Ovate, Cuneiform fitolitformák morfotípusbeli besorolása problémás, mivel léteznek ilyen formák pázsitfűféléknél, és tűlevelű erdők fáinál (Coni-



6. ábra. A tokaji Csorgókút II. lelőhelyen feltárt fitolitok diagramja

***Figure 6.** Phytolits from Tokaj Csorgókút II. profile*



7. ábra. A mintákon azonosított fitolitok
1 – *Elongate psilate* LC, 2 – Tabular sinuate scobiculate E (*Pinus sylvestris* - morphotípus), 3 – Concave tabular scrobiculate E (*Picea* sp. - morphotípus), 4 – Lanceolate T, 5 – Globular psilate E (Bryophyta morphotípus), 6 – Szivacstű. Méretarány: 50 mikron

Figure 7. *The identified phytolits from the samples*
1 – Elongate psilate LC, 2 – Tabular sinuate scobiculate E(Pinus sylvestris - morphotype), 3 – Concave tabular scrobiculate E (Picea sp. - morphotype), 4 – Lanceolate T, 5 – Globular psilate E (Bryophyta morphotype), 6 – Sponge spicule. Scale: 50 micron

ferus) is megtalálhatóak, amelyek csak nagyon kevéssé térnek el egyes fenyőfélék fitolitjaitól. Azonosítani lehetett a *Pinus* sp. és a *Picea* sp. fitolitjait, valamint a moháktól (Bryophyta) származó opalitokat. Jellemzően a fenyőféléktől és a moháktól származó fitolitok a monolit aljában, együtt vannak jelen.

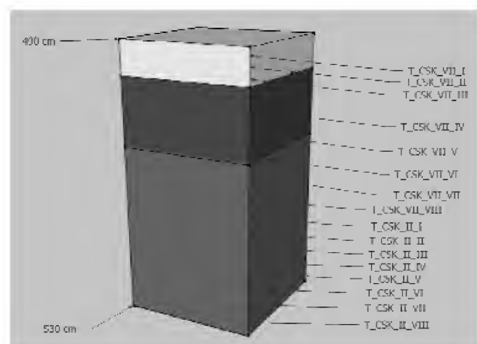
A monolit középső és felső részében a mohák fitolitjai eltűnnek. A TCS-II/4 mintától kezdve pedig a *Pinus* fitolitok elérik a legmagasabb értéküket (40%), ahonnan folyamatosan csökken a számuk, míg ezzel párhuzamosan a *Picea* fitolitok jelenléte nő, bár ezek aránya alacsonyabb.

A vékonycsiszolatok eredményei

A 16 db csiszolat a szelvény 40 cm-es részét mutatja be (*8. ábra*). Az egyes számú monolit metszi a „faszenes" horizontot (SÜMEGI 2005) és a talajosodott részt, a második monolit közvetlenül a magas szervesanyag-tartalmú horizont alatti 20 cm-es talajosodott profilt mutatja be. A szelvény leírása eredetileg 5 és 25 cm-enként történt (SÜMEGI 2001, 2005), ezzel szemben mi ezekből a horizontokból 1–2 cm-enként, átlagosan 1,2 cm-ként készítettünk csiszolatokat (*8. ábra*). Az egyes mikromorfológiai jellemzőket az *I. táblázat* mutatja. A szelvény szerkezetét, mikromorfológiáját a laza üledékből készült vékonycsiszolatok alapján vizsgálva több fontos paramétert is felismerhettünk, illetve azonosíthattunk. A vékonycsiszolatok értelmezését kis nagyítású polarizációs binokuláris mikroszkóppal is elemeztük. Ezek alapján a szelvény mentén 3 (felső fosszilis talaj horizont, szénült famaradványokat tartalmazó horizont, löszös horizont) különböző kifejlődésű horizontot lehetett elkülöníteni.

Felső fosszilis talajhorizont

A fosszilis talajhorizontot 10 db csiszolat metszette (T_CSK_VII_VII-T_CSK_II_VIII) (*8., 9. ábra*), ezek főbb paramétereikben hasonlítanak egymásra, de vannak külön-



8. ábra. A szelvény mentén kiemelt monolitokból készült csiszolatok megnevezése és elhelyezkedésük (T_CSK=Tokaj, Csorgókút II. lelőhely)

Figure 8. *The name of the thin section and their locations from the profile*

I. táblázat. A vékonycsiszolatok mikromorfológiai jellemzői

Table I. *Micromorphological features of the thin sections*

Mintaszám	Lelőhely	Vázrészek				Alap-anyag		Alapanyag orientációja								Szövet			Koncentrálódások																					
																			agyag/vasas agyag							vas							mangán				szénsavas				
Mintaszám	Lelőhely+mintaszám	szerves marad.	ásv. szemcs.	kőzettör.	pedorel.	visz. Hom.	visz. Het.	orientálatlan	foltokban	zónákban	keresztező zónákban	hálózatos	vázrészek körüli	pórusok körül	mikrokristályos	szemcsehalmaz	bevonat szemcse halmaz körül	porfiros	gyakoriság	homogén	heterogén	bevonat	kitöltés	szegély	folt	gyakoriság	bevonat	szegély	kitöltés	éles határvonalú vasborsó	elmosódó határvonalú vasborsó	konkréció	bevonat	szegély	kitöltés	éles határvonalú borsó	pátitos göbecs	mikrites göbecs	bevonat	szegély	kitöltés
71.	T_CSK_I_VII_I	x	x			x		x		x						x			r							r				r											
72.	T_CSK_I_VII_II	x	x			x		x					x			x			r							gy															x
73.	T_CSK_I_VII_III	x	x			x			x	x						x				x						gy															
74.	T_CSK_I_VII_IV	x	x			x			x	x			x	x		x			r							gy				x	x	x									
75.	T_CSK_I_VII_V	x	x			x		x		x				x		x				x						gy				x	x									x	x
76.	T_CSK_I_VII_VI	x	x			x		x		x						x				x						r				x	x										
77.	T_CSK_I_VII_VII	x	x			x			x	x						x				x						r					x										
78.	T_CSK_I_VII_VIII	x	x			x				x						x				x						r															
87.	T_CSK_II_I	x	x			x			x					x		x																x									
88.	T_CSK_II_II	x	x			x			x					x	x	x										x				x	x										
89.	T_CSK_II_III	x	x			x		x						x	x	x										x				x	x										
90.	T_CSK_II_IV	x	x			x							x	x		x										x				x	x										x
91.	T_CSK_II_V	x	x	x		x			x					x		x																									x
92.	T_CSK_II_VI	x	x	x		x							x	x		x										x				x	x										x
93.	T_CSK_II_VII	x	x			x							x	x		x										x				x	x										
94.	T_CSK_II_VIII	x	x			x							x	x		x										x				x	x										

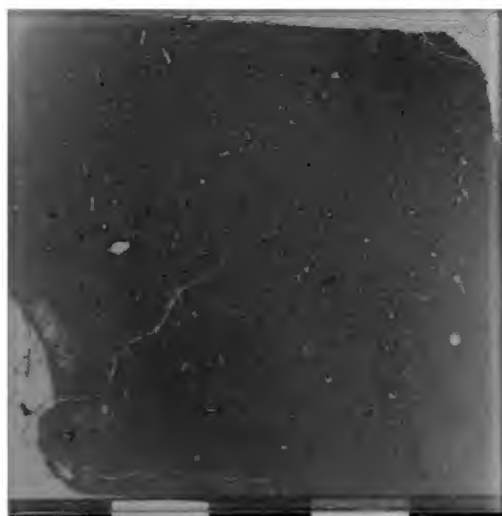
Rövidítések: T_CSK =Tokaj Csorgókút II., x=megjelenik a csiszolatokban, gy=gyakori, r=ritka.

Abbreviations: T_CSK=Tokaj Csorgókút II., x= appers in the thin sections, gy=common, r=rare.

böző mikromorfológiai jellemzőik is. A csiszolatok színe barna, sötétbarna. A vázrészeket tekintve a horizont szervetlen, illetve szerves vázrészekből áll, valószínűsíthetően a szerves vázrészek növényi maradványok lehetnek. A csiszolatokban nem találhatók Mollusca-héjmaradványok.

Az alapanyag vasas-agyagos, viszonylag végig homogén, színe világosbarnás, barnás színű, valószínűsíthetően a szelvény vastartalma miatt. A nagyobb aggregátumokban vaskiválások is találhatóak, melyek határvonala néhol éles, néhol elmosódó. A pórusok mentén az alapanyag helyenként orientálódik, ezt az elrendeződést a nedvesedés-száradás váltakozása okozhatta (Szendrei 1982).

A pórusokon kívül az alapanyag orientálódik néhány mintán foltokban, illetve zónásan is. A szövet mikromorfológiai szempontból szemcsehalmaznak tekinthető, a szemcsék körül bevonatot igen ritkán lehet látni. A szelvény mentén koncentrálódásokat és szeparálódásokat is lehet azonosítani, melyek gyakorisága a horizont mentén nagyobb, mint a szelvény többi, felső részén, de éles határvonalú vasborsók a szelvény teljes részén megtalálhatók. Képződésük lehet periodikusan változó oxidációs-redukciós folyamatok eredménye is (Szendrei 2001). Ebben a szintben vas- és alumíniumkiválást, -feldúsulást, az üreg kitöltésben jelentkező Fe-, Al-dús agyaggöbecsek kialakulását (pszeudopodzolosodást) okozhatta belső kollúviáció is. Ugyanis a téli és nyári félév közötti jelentős hőmérsékleti különbségek kialakulásánál, a fagyváltozékony periódusban agyagdiszpergáció folyamata alakul ki, és a mélyebb szint üregeiben létrejövő agyagos



9. ábra. A fosszilis talajhorizont tipikus csiszolati képe

Figure 9. *Typical thin section image from the Middle Weichselian palaeosol*

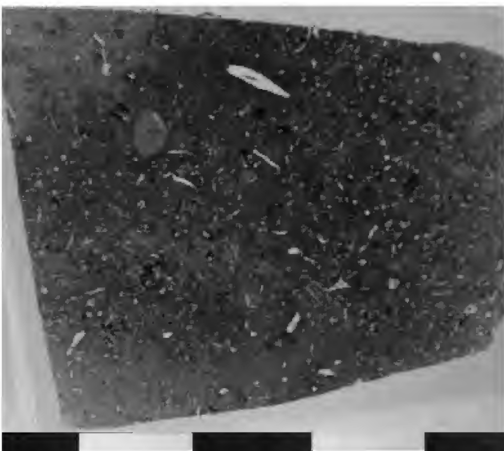
kiválások felszínén koncentrálódhatnak (DUCHAUFOUR 1982).

Ennek ellenére, ha ezen hatásra rárétegződik a fenyőtűk felhalmozódása nyomán kialakuló savas pH hatása (DE CONINCK 1980), akkor a savas pH-n ez a vas- és alumínium-migrációs folyamat felerősödik, és valódi podzolosodás indul meg. Mivel a szelvényünkben a vasban és alumíniumban dús, pórusokat, üregeket kitöltő agyag és finomkőzetliszt aggregátumai (SÜMEGI 2005, SÜMEGI et al. 1996) a lucfenyőben, a fitolit maradványok alapján erdei fenyőben gazdag, szénült famaradványokban gazdag horizont alatt fejlődtek ki, ezért egy podzolosodási folyamat nyomán kialakultnak tekintjük ezt a szintet. Viszont ennek a kérdéskörnek az eldöntéséhez olyan paleoökológiai tényezőt kell megvizsgálni, amelyet az utólagos kémiai változások nem érinthettek. Éppen ezért koncentráltunk a szerkezetben megfigyelhető tulajdonságokra.

A karbonát-koncentrálódások mellett a szelvény mentén mészgöbecsek, meszes kitöltések is azonosíthatók. Az alapkőzet (lösz) nagyban befolyásolta ennek a talajosodott, magasabb agyagtartalmú horizontnak az összetételét, így a löszhöz közel lehet ezeket a meszes eredetű morfológiai bélyegeket látni. Malakológiai anyag a csiszolatokból nem került elő.

A szénült famaradványokat tartalmazó horizont

A horizontot 3 csiszolat metszette (T_CSK_I_VII_IV-VI) (*10. ábra*). A csiszolatok színe barna, sötétbarna. A vázrészek szerves és szervetlen részekből állnak, illetve nagyobb növényi eredetű szerves alkotók is találhatóak bennük. Az alapanyag a horizontban viszonylag homogén, agyagos, orientálatlan, illetve néhol foltokba vagy zónákba orientálódik. A horizontban (T_CSK_VII_IV, T_CSK_VII_V) a pórusok, illetve üregek körül is irányított az alapanyag. A turbációs nyomok különbözőek

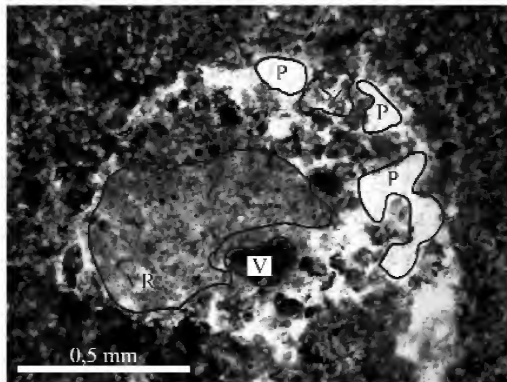


10. ábra. A szénült famaradványokat tartalmazó horizont tipikus képe

Figure 10. *Typical image from the charcoal-rich layer*

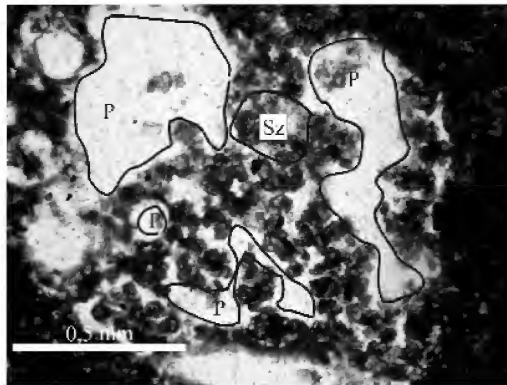
mind méretükben, mind formájukban, illetve kitöltésükben (*11., 12.ábra*) (STOOPS et al. 2010). A szelvény felső részében a faszenes horizont közvetlen környezetében nagyobbak a nyomok, a szelvény alsó részéhez közel a nyomok gyakorisága csökken.

A turbációs nyomokban azonosítani lehet az élőlények által mozgatott szinteket, közvetlenül a faszenes horizont



11. ábra. Turbációs-nyom a szelvény mentén, teljes kitöltéssel
P: pórus, Sz: szemcsék, V: vaskiválás, VR: vázrész

Figure 11. *Turbation-trail from the profile with full-fill*
P: pore, Sz: particles, V: iron, VR: body parts



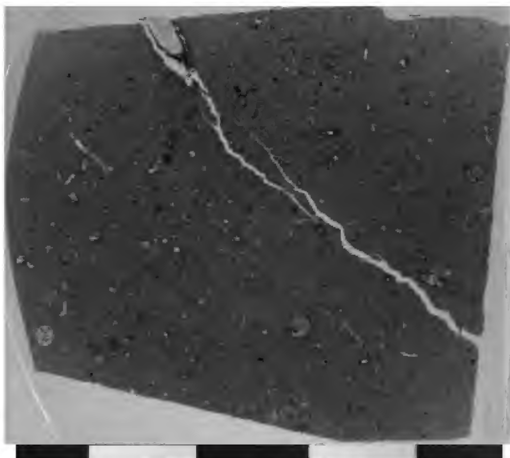
12. ábra. Turbációs-nyom a szelvény mentén, hiányos kitöltéssel
P: pórus, Sz: szemcsék

Figure 12. *Turbation-trail from the profile with incomplete-fill*
P: pore, Sz: particles

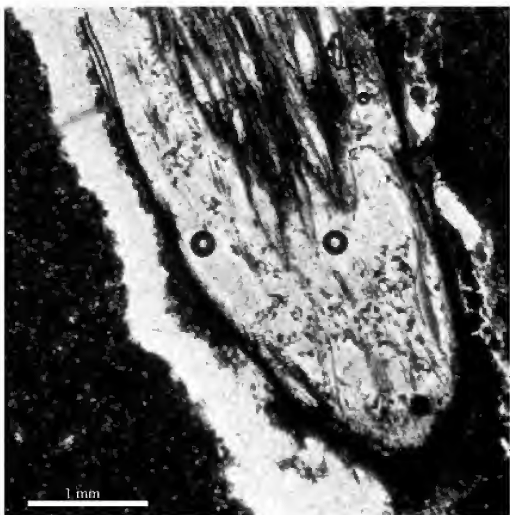
felett található homogén, kevesebb faszenet tartalmazó szintben a turbációs kitöltésekben az anyag az alsóbb horizontokból való, illetve a kitöltések is tartalmaznak szénült fákat, opak maradványokat. A metszetek szerkezete nem tömött. A szövet szemcsehalmaz típusú. Az agyagos-vasas koncentrálódások és a szeparálódások gyakorisága ritka, de éles és elmosódó határvonalú vasborsókat fel lehetett ismerni. Egyéb mangános és szénsavas meszes bevonatok, szegélyek, göbecsek nem találhatóak a csiszolatokban.

A löszös horizont

Erről a horizontról 3 csiszolat (T_CSK_I_VII_I-III) (*13. ábra*) készült. A csiszolatok színe világosabb barna. A vázrészek szerves és szervetlen részekből épülnek fel. Az alapanyag viszonylag homogén megjelenésű. Az alapanyag szerveződése orientálatlan, néhol zónákban orientálódik. A szövet szemcsehalmaz. Szerkezet nélküli a szemcsés szövet megjelenése. Koncentrálódások és szeparálódások is megfigyelhetőek a szelvény mentén. Közvetlenül a szénült famaradványokat tartalmazó horizont felett a T_CSK_I_VII_III csiszolatban egy nagyobb faszéndarabkát sikerült metszenünk, illetve analizálnunk (*14. ábra*). A csiszolat alapján ennek a szintnek a szerkezete is összetett, illetve a vázrészek szerves maradványokat, részeket is tartalmaznak. Turbációs nyomok is megtalálhatóak a csiszolatokban, teljesen vagy kisebb mértékben kitöltöttek szemcsékkel.



13. ábra. A löszös horizont tipikus csiszolati képe
Figure 13. *Typical image from the loess horizon*



14. ábra. T_CSK_I_VII_III számú csiszolatban található növényi maradvány
Figure 14. *Vegetal residum from T_CSK_I_VII_III*

A csiszolatokban megfigyelt üregek jellemzése

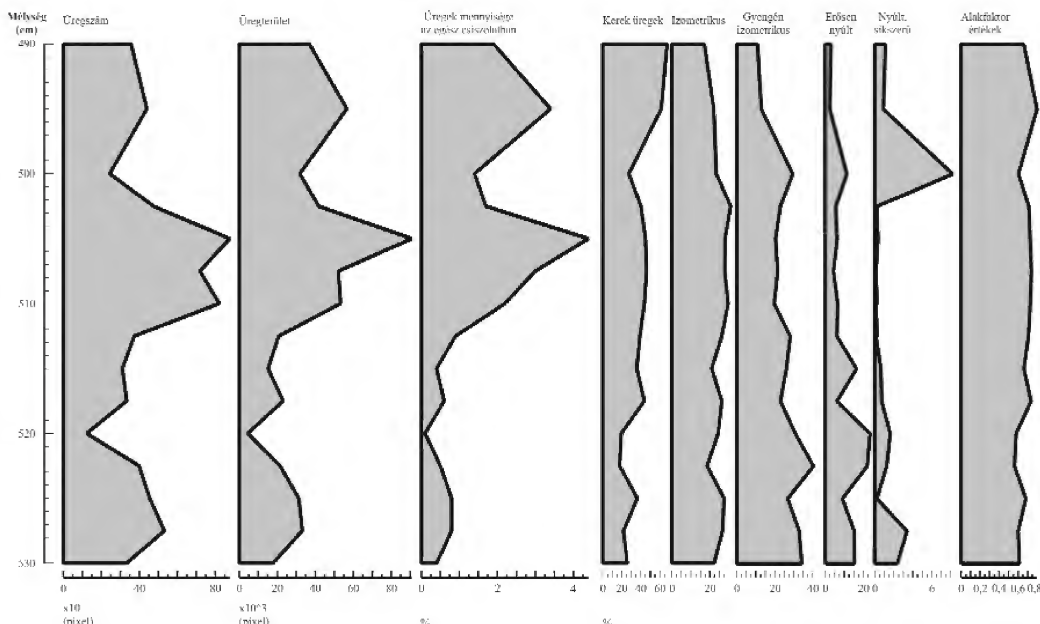
Az üregek, pórusok és repedések kvantifikálását (Szendrei 2000) is végrehajtottuk a szelvény mentén. Az üregek száma a szelvény mentén változó volt. Magas és alacsony értékeket egyaránt kaptunk a vizsgálat során. A szelvény alsó részén az üregek száma átlagosnak mondható, ezt a tendenciát egy nagyobb mértékű üregszámcsökkenés követi, majd az üregek száma közelít az átlaghoz. A „faszenes" horizont feküjében és magában a horizontban az üregek száma megduplázódik, és ez a magas érték több csiszolatban is jelentkezik. A változás a magas hőmérsékleten szénült famaradványokkal, azok kioldódásával, kipergésével hozható összefüggésbe.

A szelvény felső részén az üregek száma alapján egy újabb horizontot lehet feltételezni. Az üregek száma ebben a szintben normál értékre csökken. Ennek az lehet az oka, hogy az égett faszenes horizontot eolikus por temette be, és feltételezhetően a porakkumuláció már a fák égése során megindulhatott, mivel mind a lösz, mind a fekü fosszilis talajban a faszenek körül égési udvar alakult ki (Rudner & Sümegi 2001, Sümegi & Rudner 2001).

Az egyes paraméterek (terület, kerület, hosszúság, szélesség) alapján alakfaktor (Skvortsova 1998) kiszámítására is lehetőségünk nyílott. Az alakfaktor alapján a szelvény mentén a következő változásokat tapasztaltuk (*15. ábra*).

A szelvény alsó részén az alakfaktorok értéke magasabb (0,6–0,8), ami a tömött, repedezett szerkezetekre jellemző (Skvortsava 1998). Ezek a szerkezetek egyszerűek, homogén kifejlődésűek. Ebben a szintben alacsony az üregek, pórusok mennyisége az egész csiszolat területéhez viszonyítva, és az egyes üregek formája is hasonló számértékű. A gyengén kifejlődött izometrikus üregek (Szendrei 2000) száma a legtöbb. Ezeknek az üregeknek a kifejlődése a legtöbb esetben valamilyen biológiai tevékenységhez köthető. A nyúlt, síkszerű pórusok száma nem kiemelkedő, de nagyobb, mint a közvetlenül felette található horizontban. Ezek a nyúltabb üregek valószínűsíthetően nedvesedés, száradás, átfagyás és kiengedés folyamatos váltakozása mentén jöhettek létre. Az üregek mérete nagyobb, ez összefüggésbe állhat a gyengén izometrikus kifejlődésű üregek számával.

A következő horizontban (520–523 cm) az alakfaktor értéke a szelvény mentén a legkisebb, így a szakirodalom (Skvortsova 1998) alapján a rétegszerkezet: rögös (0,4–0,6) képet mutat. A rögös szerkezet kialakulásáért is a turbációs tevékenység a felelős, illetve a podzol talajokra jellemző kifejlődés (FitzPatrick 1993). Az üregek száma, területe és az összmennyisége csökken. Az izometrikus alakú üregek száma a legkisebb értékű a szelvény mentén. A nyúltabb üregek száma ezzel szemben a legnagyobb értékű. Ezek az alaki változások is turbációs tevékenységhez köthetőek.



15. ábra. Az csiszolatok felvételeiből számolt kvantitatív értékek
Figure 15. *Quantitative values from the thin sections*

Az alakfaktorok értéke a következő horizontban (502–518 cm) hasonló, ám az üregek száma és alakjuk igen változatos a horizonton belül. Az üregek száma, területük és összmennyiségük a szelvény felső része felé haladva többszörös értékeket vesz fel, mint az előző horizontokban. Alakjuk szerint a kerekebb, oválisabb üregek a gyakoriak, míg a repedések, illetve nyúltabb üregek száma elenyésző. Az alakfaktor érték végig 0,6–0,8 között van, tehát a szerkezet tömött, repedezett. A horizont felső részén — „faszenes" szint (SÜMEGI 2005) — az alakfaktor értékek nem változnak, de az üregek száma, területe és összmennyisége megnövekszik, maximális értéket vesz fel. Az alakfaktorok és az üregek paraméterei alapján egy következő szintet lehet feltételezni. Az üregek száma, területe, összmennyisége közelít a minimumhoz, a nyúlt, síkszerű üregek száma megnövekszik, maximális értékekű. Ez a szint szinkronban van az eddig leírt faszenes horizonttal, valószínűsíthető, hogy ezek az üregek az égett faszéndarabkák kiesését jelezhetik.

A legfelső löszös horizontban az üregek száma, területe és összmennyisége csökken, a kerekded, ovális alakú üregek száma növekszik.

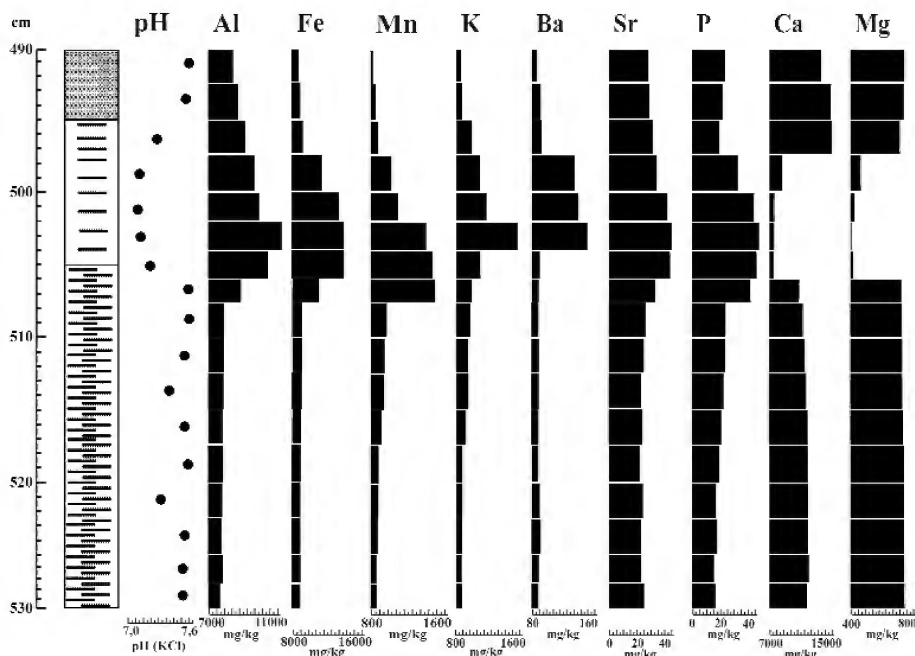
Bővített talajtani vizsgálatok eredményei

A *16. ábrán* jól látható, hogy a bővített talajtani vizsgálatok során kimutatott elemösszetétel és pH-érték változásai alapvetően a makroszkóposan kimutatható rétegeket követik. Így a fedő löszrétegben az enyhén lúgos pH (7,5–7,6) mellett Ca-, Mg-maximum alakult ki, ezzel párhuzamosan az Al-, Fe-, Mn-, K-, Ba-, P-tartalom minimálisra csökkent a vizsgált szelvényrészben.

A szénült fenyőmaradványokban gazdag szintben ez az elemösszetétel alapvetően megváltozott, a pH 7,1–6,9 érték közé csökkent, a Ca-, Mg-tartalom visszaesett, az Al-, Fe-, Mn-, K-, Ba-, Sr-, P-tartalom pedig maximumot mutatott. Az elemösszetétel változása egyértelműen az égett faszenes szint kialakulásával, a lucfenyő és erdei fenyőkben gazdag növényzet okozta változásokkal hozható összefüggésbe. Ezek az elemösszetételi változások egyrészt a fenyőtűk és mohamaradványok felhalmozódása nyomán alakultak ki, mivel a fenyőtűk és a mohák alkotta avar a pH-értéket savas irányba tolja el (JERSAK et al. 1995). A savas pH-n az Al, Fe, Mn kioldódik a szilikátokból, míg a Ca, Mg elemek mélyebb szintre transzportálódnak (ENGSTRÖM & HANSEN 1984).

A fenyőmaradványok felhalmozódása emellett Ba-, Sr-tartalom jelentős növekedéséhez vezet, mivel az erdei fenyő, lucfenyő minden részében jelentős Ba, Sr koncentrálódik (BOWEN & DYMOND 1955). Így ezen növényzetből kialakult avar is gazdag lesz ezekben az elemekben. Az égett növényi maradványok felhalmozódása egy rétegben jelentős káliumtöbblet kialakulásához vezet (PACKHAM et al. 1992), mint az a szénült famaradványokban, gazdag rétegben is megfigyelhető (*16. ábra*).

A szénült famaradványokban gazdag szint alatti fosszilis talajban az Al-, Fe-, Mn-, Ba-, Sr-, P-, és K-tartalom fokoza-



16. ábra. A szelvény elemösszetételi diagramja

Figure 16. *Element composition diagram of the profile*

tosan csökkent, míg a Ca-, Mg-szint valamelyest megemelkedett. A pH ismét enyhén lúgossá (7,3–7,6 értékek közöttivé) vált.

A három, makroszkóposan elkülöníthető réteg így elemösszetétel alapján is világosan elkülönül, viszont a réteghatárokon látható, hogy a szingenetikus és posztgenetikus kémiai elemmozgások hatására a geokémiai horizontok nem feleltethetők meg automatikusan az üledékrétegeknek.

Valószínű, hogy a fedő löszrétegből utólagosan jelentős mennyiségű kalciumot és magnéziumot tartalmazó karbonát oldódott ki a lösz közvetlen feküjét alkotó, szénült famaradványokban gazdag horizontjába. Így a két réteg határa elmosódottan jelentkezik csak. A savasabb pH-val, szingenetikus Al-, Fe-, Mn-mozgással jellemezhető szénült famaradvány-szint mélyebb részén, és a feküben található meszesebb és lúgosabb fosszilis talaj határán egy pH-függő kémiai front alakult ki. Ennek nyomán fejlődött ki az alumíniumban, vasban, mangánban dúsabb horizont, mivel ezek az elemek a pH változására rendkívül érzékenyen reagálnak, és az égett szint alatti, lúgos pH-val jellemezhető horizontban kicsapódhattak.

Diszkusszió

A tokaji Csorgókút II. lelőhelyen kiemelt monolitokból és az ezekből készített vékonycsiszolatokból előállított preparátumok előzetes vizsgálatai alapján egyértelműen észrevehető egy magasabb szervesanyag-tartalmú, jelentős Ba-, Sr-tartalmú, a talaj pH-t savas irányba elmozdító, Fe-, Mn-, Al-mobilitást elindító (Bowen & Dymond 1955, Willis et al. 1997), azaz erőteljes podzolosodási folyamatokért (De Coninck 1980) felelős, fenyőféléket, erdei fenyő, lucfenyő maradványokat tartalmazó réteg.

A szelvény makroszkópos vizsgálatakor egyértelműen el lehetett, akár szín alapján, különíteni egymástól a löszös, faszénben gazdag, illetve talajosodott horizontot. Az agyag és finomkőzetliszt ezekben a szintekben maximális értékeket ér el, az egykori talajképződés során bekövetkező szingenetikus változásokkal, intenzívebb mállással (Alvarez & Lavado 1998), illetve az agyagszemcsék utólagos, posztgenetikus mozgásával, belső kollúviációval (Kemp 1985), magyarázható. A vaskoncentrálódások igen ritkák a faszenes horizont felett, illetve közvetlenül az égett szintben. Ezen kör alakú felhalmozódások száma a paleotalaj horizontban megnövekedett, ezek mellett az éles határvonalú vasborsók száma is megnőtt. Az éles határvonalú koncentrálódások mellett le lehet írni elmosódó határvonalú részeket is. A mészkoncentrálódásokat tekintve csak néhány esetben találkozhattunk szénsavas mészkitöltésekkel. A csiszolatokat vizsgálva tömött, repedezett vagy néhol szerkezet nélküli, egy helyen rögös szerkezet is előfordul.

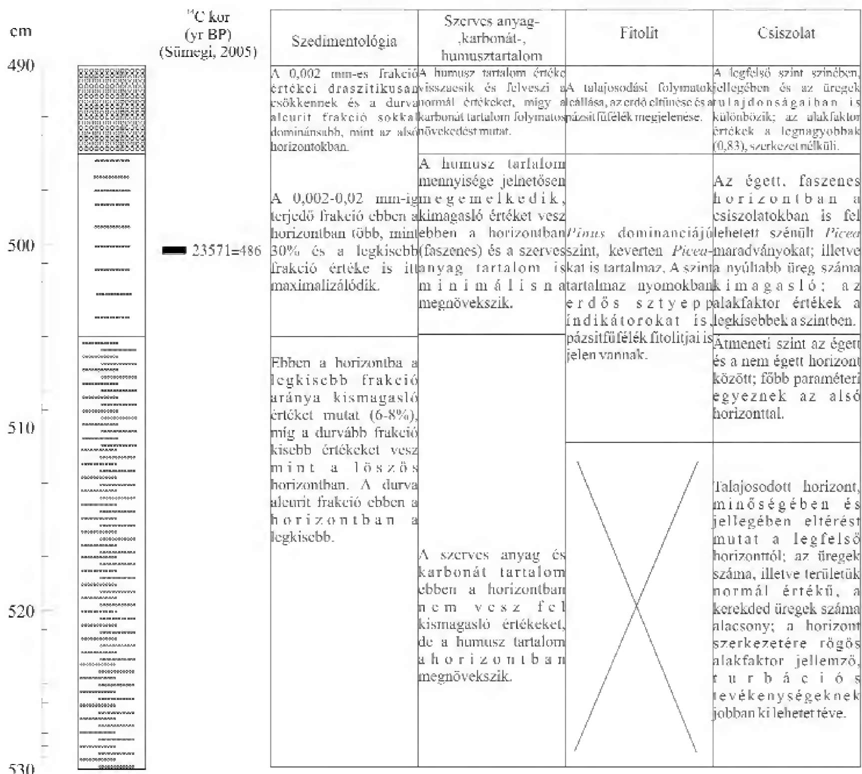
Az üregeket, különböző turbációs nyomokat összehasonlítva a szervesanyag-, karbonáttartalom, illetve a humusztartalom értékeivel, több horizontot lehet elkülöníteni. A szelvény alsó részén a szervesanyag- és humusz-

tartalom alacsony, de különböző szintekett itt is el lehet különíteni. A humusztartalom magasabb két helyen is a szelvény mentén, és ezzel a változással szinkronban vannak az egyes alaki változások is. Ahol a szervesanyag-tartalom megnövekszik, ott az üregek száma drasztikusan csökken, ahol a szervesanyag-tartalom csökken, ott az üregek száma nő. A „faszenes” horizontban a humusz mennyisége nő, ezzel párhuzamosan a nyílt, síkszerű üregek száma is megtöbbszöröződik, de az üregek összmennyisége a csiszolatokban csökken. A korábbi anthrakológiai és malakológiai vizsgálatok során a szénült famaradványok és a malakológiai anyag alapján a vizsgált réteg kialakulásakor a kontinentalitás fokozódásával, a nyári és a téli félév közötti hőmérséklet-különbség erőteljesebbé válásával számolhatunk. Egyes vélemények szerint ez a folyamat bár hasonló kémiai horizont kialakulásához vezet, mint amilyenekre podzol rétegeknél (BHATTI et al. 1997) számíthatunk, mégsem tekinthető podzolosodásnak (FEHÉR et al. 2007). A csiszolatokban malakológiai anyag nem fordult elő, a tömeges mintákban viszont előkerült kevés malakológiai anyag. A faszenes zónában erdei környezetet jelző orsócsiga (*Clausilia*) héjtöredékei, míg a fedő löszrétegből *Trichia hispida* maradványai kerültek elő. A fajösszetétel váltása alapján a löszképződés kezdetén jelentős hőmérséklet-csökkenés alakulhatott ki, és a mérsékelt erdei – erdőssztyepp jellegű növényzetet egy nyíltabb, hideg sztyepp – erdőssztyepp jellegű növényzet válthatta fel (SÜMEGI 2005).

A csiszolatokban fellelhető horizontok párhuzamosíthatók a fitolitelemzés egyes szintjeivel is. A fitolitelemzés adatai alapján egyértelműen kirajzolódik egy *Pinus* dominanciájú, keverten *Picea* fajokat tartalmazó erdő, melynek alján a mohák is jelen voltak.

A pázsitfűfélék jelenléte folyamatos, azonban igen kis mennyiségben voltak jelen. A TCS–II/9 és 10 minták esetében van eltérés a monoliton belül, amit a paleotalaj képződés leállásával, az erdő eltűnésével és ezzel együtt pázsitfűfélék előretörésével magyarázhatunk. Külön érdekesség, hogy a TCS–II/6 mintából előkerültek olyan fitolitok, melyek az erdős sztyepp indikátor trichóma fitolitjai. Meglepő, hogy éppen abból a szintből származik, ahol a *Pinus* visszaszorul és a *Picea* jelenléte erősödik. Ebben a szintben a legnagyobb a pázsitfűfélék (*Poaceae*) fitolitjainak az aránya a paleotalajon belül. Elképzelhető, hogy ez a szint a fenyőerdő felnyílását jelzi, és jó párhuzamot mutat a malakológiai anyag változásával.

Adataink alapján egyértelműen elfogadhatóak a korábbi elképzelések, amelyek a természetes erdőtüzek kialakulását éghajlati változáshoz, a talajképződés lezárulásához és a



Szedimentológia	Szerves anyag-,karbonát-, humusztartalom	Fitolit	Csiszolat
A 0,002 mm-es frakció értékei drasztikusan csökkennek és a durva aleurit frakció sokkal dominánsabb, mint az alsó horizontokban.	A humusz tartalom értéke visszaesik és felveszi a normál értékeket, mígy a karbonát tartalom folymatos növekedést mutat.	A talajosodási folymatok leállása, az erdő eltűnése és a pázsit fűfélék megjelenése.	A legfelső szint színében, jellegében és az üregek tulajdonságaiban is különbözik; az alakfaktor értékek a legnagyobbak (0,83), szerkezet nélküli.
A 0,002-0,02 mm-ig terjedő frakció ebben a horizontban több, mint 30% és a legkisebb frakció értéke is itt maximalizálódik.	A humusz tarlalom mennyisége jelnetősen megemelkedik, kimagasló értéket vesz ebben a horizontban (faszenes) és a szerves anyag tartalom is minimálisan megnövekszik.	*Pinus* dominanciájú szint, keverten *Picea*-kat is tartalmaz. A szint tartalmaz nyomokban erdős sztyep indikátorokat is, pázsitfűfélék fitolitjai is jelen vannak.	Az égett, faszenes horizontban a csiszolatokban is fel lehetett szénült *Picea* maradványokat; illetve a nyúlhabb üreg száma kimagasló; az alakfaktor értékek a legkisebbek a szintben.
Ebben a horizontba a legkisebb frakció aránya kismagasló értéket mutat (6-8%), míg a durvább frakció kisebb értékeket vesz mint a löszös horizontban. A durva aleurit frakció ebben a horizontban a legkisebb.	A szerves anyag és karbonát tartalom ebben a horizontban nem vesz fel kismagasló értékeket, de a humusz tartalom a horizontban megnövekszik.		Átmeneti szint az égett és a nem égett horizont között; főbb paraméteri egyeznek az alsó horizonttal.
			Talajosodott horizont, minőségében és jellegében eltérést mutat a legfelső horizonttól; az üregek száma, illetve területük normál értékű, a kerekded üregek száma alacsony; a horizont szerkezetére rögös alakfaktor jellemző, turbációs tevékenységeknek jobban ki lehetet téve.

17. ábra. Az eredmények összesített értékelése

***Figure 17.** Cumulative assessment of the results*

löszképződés kezdetéhez kapcsolták (SÜMEGI, 2005, SÜMEGI et al. 1996).

Mindössze két mintából (TCS–II/4 és 5) sikerült kevés szivacstűt feltárni. Magyarország déli és középső területeiről származó löszminták (Katymár, Makó, Solt) mindegyike jelentős számú, általában mezozoos szivacstűt tartalmazott, melyek a lösz alapanyagának lepusztulási területeihez kötődnek (PERSAITS 2010, PERSAITS & SÜMEGI 2011). A tokaji szelvény esetében azonban az eolikus löszben sincs szivacstű, így más lepusztulási területtel számolhatunk, mint az Alföld déli részén található löszök esetében. Valószínűsíthető, hogy ezek a fosszilis talajban feltárt szivacsmaradványok nem áthalmozottak, hanem helyben, elszórtan édesvízi pocsolyákban élhettek, ugyanis nincsenek jelen minden vizsgált mintában, a számuk pedig elenyésző (*17. ábra*).

Konklúzió

A Kárpát-medencei löszös képződmények ÉK-i peremén, a tokaji Kopasz-hegyen, a Csorgókúti-völgy torkolatánál található mintegy 15 méteres szelvényben három löszréteget és két fosszilis talajréteget tartalmazó szelvényt vizsgáltunk. A szelvény a kora-würmtől a késő-würmig, más megközelítésben az alsó-pleniglaciálistól a késő-pleniglaciálisig tartó, megközelítőleg 70–16 ezer cal BP évek között fejlődött ki. A MIS4–MIS2 szintet átfogó löszös rétegsor felső szintjén, a magyarországi löszök besorolásánál használatos klasszikus beosztás szerinti „Mende Felső 1 Fosszilis talajszintben" (PÉCSI 1993), egy a korábbi leírásoktól eltérő kifejlődésű, fosszilis talajhorizontot sikerült feltárni.

Az üledékföldani, geokémiai, mikromorfológiai és őslénytani vizsgálatok alapján a „Mende Felső Fosszilis talajszint" felső horizontja (MF1) képződésének a végén és a fedő löszréteg kifejlődésének a kezdetén, 32 és 25 cal BP évek közötti éghajlati változások, a fokozatos lehűlés hatására előbb egy erdei fenyő dominanciájú tűlevelű erdő, majd egy lucfenyő dominanciájú erdőssztyepp alakult ki. Ezt követően a lucfenyves erdőssztyepp hideg kontinentális klímájú erdőssztyeppé alakult át. Ezzel párhuzamosan a talajképződés is átalakult, az erdei fenyő maradványos fosszilis talaj előbb egy égett lucfenyő maradványokban gazdag, podzolos jellegű talajszintté alakult át, majd ezt a szintet lefedte és fixálta a késő-würm korú löszréteg.

Elemzéseink alapján a „Mende Felső talajkomplexum" felső horizontjának (MF1) szintjében nem csak csernozjom jellegű talajok fejlődtek ki, mint azt a klasszikus leírások (PÉCSI 1967, 1975, 1977, 1987, 1993; PÉCSI & PEVZNER 1974; PÉCSI et al. 1979; FRECHEN et al. 1997) vagy a legújabb lösztétegtani cikkek (GÁBRIS 2003, 2006; GÁBRIS et al. 2000, 2002; KOLOSZÁR & MARSI 1999; KOLOSZÁR, 2011) a főbb feltárások alapján állítják, mivel ettől eltérő talajok — erdőssztyepp (PÉCSI 1998) is kimutathatóak ebben a szintben.

A tokaji szelvényben a korábbi leírásoktól eltérő vegetáció- és talajfejlődés nyomán felülvizsgálatra szorulnak azok a klíma- és környezettörténeti modellek és elképzelések is (GÁBRIS, 2003, 2006; GÁBRIS & NÁDOR 2007; GÁBRIS et al. 2000, 2002; FÁBIÁN et al. 2000), amelyek egyetlen fejlődési sorozatban, sok esetben igen szélsőséges környezeti feltételeket rekonstruálva mutatták be az egész Kárpát-medence jégkor végi fejlődését. Adataink nyomán megerősítést nyertek azok a korábbi elképzelések (KRETZOI 1977; SÜMEGI 1995, 2005; SÜMEGI et al. 1996), amelyek a Kárpát-medence jégkori környezetének sokszínűségét, a lokális, regionális hatások erőteljes szerepét hangsúlyozták a medence környezeti fejlődésében.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnénk megköszönni dr. Újvári Gábornak a cikk lektorálása során nyújtott hasznos észrevételeket, tanácsokat. Ez a munka a „TÁMOP-4.2.2/B-10/1-2010-0012" pályázat keretein belül jött létre.

Irodalom — References

ALBINI, F. A. 1993: Dynamics and modelling of vegetation fires: observations. — In: CRUTZEN, P. J. & GOLDAMMER, J. G. (eds): *Fire in the Environment: The Ecological, Atmospheric and Climatic Importance of Vegetation Fires*. Wiley, Chicester, UK, 39–52.

ALVAREZ, L. & LAVADO, R. S. 1998: Climate, organic matter and clay content relationships in the Pampa and Chao soils, Argentina. — *Geoderma* **83,** 127–141.

ASOUTI, E. & AUSTIN, P. 2005: Reconstructing woodland vegetation and its relation to human societies, based on the analysis and interpretation of archaeological wood charcoal macro-remains. — *Environmental Arhaeology* **10,** 1–18.

BEALL, F. C. 1972: Introduction to thermal analysis in the combustion of wood. — *Wood Science* **5,** 102–108.

BECZE-DEÁK, J., LANGOHR, R. & VERRECCHIA, E., 1997: Small scale secondary $CaCO_3$ accumulations in selected sections of the European loess belt: Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. — *Geoderma* **76,** 221–252.

BERÉNYI ÜVEGES, J., HORVÁTH, Z., MICHELI, E., MINDSZENTY, A. & NÉMETH, T. 2003: Reconstructing Quaternary pedogenesis in a paleosol sequence in Hungary. — *Quaternary International* **106–107,** 61–71.

BHATTI, J. S., COMERFORD, N. B. & JOHNSTON, C.T. 1997: Influence of Oxalate and Soil Organic Matter on Sorption and Desorption of Phosphate onto a Spodic Horizon. — *Soil Science Society of America Journal* **62,** 1089–1095.

BLINNIKOV, M., BASUCCA, A. & WHITLOCK, C. 2002: Reconstruction of the late Pleistocene grassland of the Columbia basin, Washington, USA, based on phytolith records in loess. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **177,** 77–101.

BOKHORST, S., HUISKES, A. D., CONVEY, P., SINCLAIR, B. J., LEBOUVIER, M., VAN DE VIJVER, B. & WALL, D. H. 2011: Microclimate impacts of passive warming methods in Antarctica: implications for climate change studies. — *Polar Biology* **34,** 1421–1435.

BOWEN, H. J. M. & DYMOND, J. A. 1955: Strontium and barium in plants and soils. — *Proceedings of the Royal Society* **144B,** 355–368.

BRAADBAART, F. & POOLE, I. 2008: Morphological, chemical and phsycical changes during charcoalification of wood and its relevance to archaeological contexts. —*Journal of Archaeological Science* **35,** 2434–2445.

BRONGER, A. 1975: Paläoböden als Klimazeugen — dargestellt am Löss-Böden-Abfolgen des Karpatenbeckens. — *Eiszeitalter und Gegenwart* **26,** 131–154.

BRONGER, A. 2003: Correlation of loesspaleosol sequences in East and Central Asia with SE Central Europe: towards a continental Quaternary pedostratigraphy and paleoclimatic history. — *Quaternary International* **106–107,** 11–31.

BULLOCK, P., FEDOROFF, N., JONGERIUS, A., TURSINA, T. & STOOPS, G. 1985: *Handbook for soil thin section description.* — Waine Research Publications, England, 152 p.

BUZÁS I. 1993: *Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszerkönyv 1.* — Budapest: Tótfalusi Tannyomda. 357 p.

CASAGRANDE, A. 1934: *Die Areometer-Methode zur Bestimmung der Kornverteilung von Böden und anderer Materialien.* — Springer Verlag, Berlin.

CASAGRANDE, A. 1947: Classification and Identification of Soils. — *Proceeding of American Society of Civ. Engeeners* **78,** 783–810.

CHANDLER, C., CHENEY, P., THOMAS, P., TRABAUD, L. & WILLIAMS, D. 1983: *Fire in Forestry Volume 1: Forest Fire Behavior and Effects.* — John Wiley and Sons, New York, 450 p.

DÁNIEL, P. 2004: Methods of the five-step extraction-digestion method., Results of the five-step extraction-digestion method. — In: SÜMEGI, P. & GULYÁS, S. (eds): *The geohistory of Bátorliget Marshland.* — Archaeolingua Press, Budapest, 98–108.

DÁNIEL, P., KOVÁCS, B., GYŐRI, Z. & SÜMEGI, P. 1996: New complex geochemical investigation method for lake sediments. — *Abstract of IV. Soil and Sediment Contaminant Analysis Workshop, Lausanne,* p. 36.

DEAN, W. E. 1974: Determination of the carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignitions: comparison with order methods. — *Journal of Sedimentary Petrology* **44,** 242–248.

DE CONINCK, F. 1980: Major mechanisms in formation of spodic horizons. — *Geoderma* **24,** 101–128.

DEZSŐ J. 2011: A dél-dunántúli karsztos területek morfológiai, üledékföldtani vizsgálata és összehasonlító értékelésük analóg képződményekkel. —*PhD értekezés,* Pécs, 183 p.

DUCHAUFOUR, P. 1982: *Pedology: pedogenesis and classification.* — London. George Allen & Unwin, 448 p.

ENGEL-DI MAURO, S. 1995: Constructing the paleovegetational record for the buried soils in the Hungarian young loess sequence: a view from phytolith analysis. — *LOESS in FORM 3,* Budapest, Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Science, 79–94.

ENGSTRÖM, D. R., & HANSEN, B. C. S. 1984: Postglacial vegetation change and soil development in southeastern Labrador as inferred from pollen and chemical stratigraphy. — *Canadian Journal of Botany* **63,** 543–561.

FÁBIÁN SZ.Á., KOVÁCS J. & VARGA G. 2000: Újabb szempontok hazánk periglaciális klímájához. — *Földrajzi Értesítő* **49,** 189–204.

FEHÉR, O., LANGOHR, R., FÜLEKY, Gy. & JAKAB, S. 2007: Late Glacial-Holocene genesis of Andosols from the Seaca-Tătarca (South-Gurghiu Mountains, Romania). — *European Journal of Soil Science* **58/2,** 405–418.

FITZPATRICK, E. A. 1993: *Soil microscopy and micromorphology.* — John Wiley & Sons. Chichester. 304 p.

FRECHEN, M., HORVÁTH, E. & GÁBRIS, Gy. 1997: Geochronology of Middle and Upper Pleistocene Loess Sections in Hungary. — *Quaternary Research* **48,** 291–312.

GÁBRIS, Gy. HORVÁTH, E., NOVOTHNY, Á., UJHÁZY, K. 2000: Environmental changes during the Last-, Late- and Postglacial in Hungary. — In: KERTÉSZ, Á. & SCHWEITZER, F. (eds): *Physico-geographical research in Hungary.* — Budapest, Geographical Research Institute of Hungarian Academy of Sciences. *Studies in Geography in Hungary* **32,** 47–61. (

GÁBRIS, Gy., HORVÁTH, E., NOVOTHNY, Á., ÚJHÁZY, K. 2002: History of environmental changes from the Last Glacial period in Hungary. — *Praehistoria* **3,** 9–22.

GÁBRIS Gy. 2003: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon. — *Földrajzi Közlemények* **127,** 1–14.

GÁBRIS Gy. 2006: A hazai löszök és paleotalajok összevetése a pleisztocén globális időrendjével. — *Miskolci Egyetem Közleményei, A. sorozat Bányászat* **69,** 57–68.

GÁBRIS, Gy. & NÁDOR, A. 2007: Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. — *Quaternary Science Reviews* **26,** 2758–2782.

GEIGER J. 2007: *Statisztikai alapú földtani mintavétel.* — JATEPress Kiadó, Szeged, 102 p.

GOLYEVA, A. A., 2001a: Biomorphic analysis as a part of soil morphological investigations. — *Catena* **43,** 217–230.

GOLYEVA, A. A., 2001b: *Fitoliti i ih informacionaja rol v izucsenii prirodnih i arceologicseszkih objektov.* — Naiuk Rossziszkaja Akademija, Moskva.

GOLYEVA, A. A., ALEXANDOVSKIY, A. L. & TSELISHCHEVA, L. K. 1995: Phytolithic analysis of Holocen Paleosoils. — *Eurasian Soil Science* **27/2,** 46–56.

GYARMATI P. 1974: *Tarcal–Tokaj. Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez. 25 000 sorozat.* — MÁFI Kiadvány, Budapest, 67 p.

HORVÁTH, Z., MICHÉLI, E., MINDSZENTY, A. & BERÉNYI ÜVEGES, J. 2005: Soft-sediment deformation structures in late Miocene-Pliocene sediments on the pediment of the Matra Hills (Visonta, Atkár, Verseg): Cryoturbation, load-structur. — *Tectocnophysics* **410/1–4,** 81–95.

HORVÁTH Z. 2007: *Negyedidőszaki környezetváltozások nyomai poszt-pannóniai üledékeken és paleotalajokon (Mátraalja, Visonta).* PhD dolgozat, ELTE.

IMBRIE, J., HAYS, J. D., MARTINSON, D. G., MCINTYRE, A., MIX, A. C., MORLEY, J. J., PACES, N. G., PRELL, W. L. & SHACKLETON, N. J. 1984: *The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine ^{18}O record in Milankovitch and Climate, Part I.* — D. Reidel, Norwell, Mass., 269–305

JACOMET, S. & KREUZ, A. 1999: *Archäobotanik. Aufgaben, Methoden und Ergebnisse vegetations und agrargeschichtlicher Forschung.* Ulmer, Stuttgart. 368 p.

JÁNOSSY D. 1979: *A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján.* — Akadémiai Kiadó, Budapest. 207 p.

JERSAK, J., AMUNDSON, R. & BRIMHALL, J. G. 1995: A mass balance analysis of podzolization: examples from the northeastern United States. — *Geoderma* **66,** 15–42.

KEMP, R. A. 1985: Soil Micromorphology and the Quaternary. — *Quaternary Research Association Technical Guide* **2,** Cambridge, 80 p.

KEMP, R. A. 1998: Role of micromorphology in paleopedological research. — *Quaternary International* **51/52,** 133–141 pp.

KOLOSZÁR L. & MARSI I. 1999: Az Üveghuta melletti dombvidék (Mórágyi-rög K-i része) negyedidőszaki képződményei. — *Földtani Közlöny* **129/4,** 521–540.

KOLOSZÁR, L. 2011: The thickest and the most complete loess sequence in the Carpathian basin: the borehole Udvari–2A. — *Central European Journal of Geosciences* **2/2,** 165–174.

KOZÁK, M. & RÓZSA, P. 1982: A Tokaji-Nagyhegy földtani fejlődéstörténete. — *Acta Geographica, Geologica et Meteorologica Debrecina 20,* 167–190.

KUBIENA, W. L. 1938: *Micropedology.* — Collgiate Press Inc., Ames, Iowa, 243 p.

KRETZOI, M. 1977: Ecological conditions of the "loess period" in Hungary as revealed by vertebrate fauna. — *Földrajzi Közlemények* **25,** 75–89.

KROLOPP, E. 1983: Biostratigraphic division of Hungarian Pleistocene Formations according to their Mollusc fauna. — *Acta Geologica Hungarica* **26,** 62–89.

KROLOPP E. & SÜMEGI P. 1992: A magyarországi löszök képződésének paleökológiai rekonstruckiója Mollusca fauna alapján. — In: SZÖŐR Gy. (szerk.): *Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások.* MTA Debreceni Akadémiai Bizottság, Debrecen, 247–263.

LEWIS, H. T. & FERGUSON. T. A. 1988: Yards, corridors and mosaics: how to burn a boreal forest. — *Human Ecology* **16,** 57–77.

LU, H. Y., WU, N. Q., YANG, X. D., JIANG, H., LIU, K. & LIU, T. S. 2006: Phytoliths as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in China I: Phytolith-based transfer functions. — *Quaternary Science Reviews* **25,** 945–959.

MADELLA, M., POWERS-JONES, A. H. & JONES, M. K. 1998: A Simple Method of Extraction of Opal Phytoliths from Sediments Using a Non-Toxic Heavy Liquid. — *Journal of Archaeological Science* **25,** 801–803.

MADELLA, M., ALEXANDRE, A. & BALL, T. 2005: International Code for Phytolith Nomenclature 1.0. — *Annals of Botany* **96,** 253–260.

MOORE, J. 2000: Forest fire and human interaction in the early Holocene woodlands of Britain. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **164,** 125–137.

Munsell Soil Color Charts 1975: Munsell Color Company, Baltimore, MD.

OSTERREITH, M., MADELLA, M., ZURRO, D. & ALVAREZ, M. F. 2009: Taphonomical aspects of silica phytoliths in the loess sediments of the Argentinean Pampas. — *Quaternary International* **193,** 70–79.

PACKHAM, J. R., HARDING, D. J. L. , HILTON, G. M. & STUTTARD, R. A. 1992: *Functional ecology of woodlands and forests.* — Chapman and Hall, London, England, 424 p.

PEARSALL, D. M. 1979: *The Application of Ethnobotanical Techniques to the Problem of Subsistence in the Ecuadorian Formative.* — Ph.D. dissertation, University of Illinois, Urbana-Champaign, University Microfilms, Ann Arbor, Michigan.

PERSAITS G. 2010: *A fitolitok szerepe a geoarchaeológiai minták értékelésében.* — Doktori (PhD) értekezés. SZTE TTIK Földtani és Őslénytani Tanszék, Szeged, 147 p.

PERSAITS G., & SÜMEGI P. 2011: A fitolitok szerepe a régészeti geológiai és környezettörténeti minták értékelésében. — In: UNGER, J. & PÁL-MOLNÁR E. (szerk.): *Geoszférák 2010.* GeoLitera, 307–354.

PÉCSI M. 1967: A löszfeltárások üledékeinek genetikai osztályozása a Kárpát-medencében. — *Földrajzi Értesítő* **16,** 1–19.

PÉCSI, M. 1975: Lithostratigraphical subdivision of the loess sequences in Hungary. — *Földrajzi Közlemények* **23,** 228–239.

PÉCSI M. 1977: A hazai és az európai löszképződmények paleogeográfiai kutatása és összehasonlítása. — *Geonómia és Bányászat. MTA X. Osztályának Tudományos Közleményei* **10,** 183–221.

PÉCSI, M. 1987: The locality of young loess in Hungary at Mende. — In: PÉCSI, M.& VELICHKO, A. A. (eds): *Paleogeography and loess.* Akadémiai Kiadó, Budapest, 35–53.

PÉCSI M. 1993: *Negyedkor és löszkutatás.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 375 p.

PÉCSI M. 1998: Lösz- és őstalajsorozatok és negyedidőszaki ősföldrajzi változások kutatásának elvi, módszertani kérdései. — In: HAAS, J. (ed.): *Fülöp József emlékkönyv.* Akadémiai Kiadó, 263–279.

PÉCSI, M. & PEVZNER, M. A. 1974: Paleomágneses vizsgálatok a paksi és a dunaföldvári löszösszletekben. — *Földrajzi Közlemények* **22,** 215–224.

PÉCSI, M., SZEBENYI, E. & PEVZNER, M. A. 1979: Upper Pleistocene Litho- and Chronostratigraphical type profile from the exposure at Mende. — *Acta Geologica Hungarica* **22,** 371–389.

PINCZÉS Z. 1954: A tokaji Kopasz-hegy lösztakarója. — *Földrajzi Értesítő* **3,** 575–584.

PINCZÉS, Z. 1987: *Guide book of excursions. Carpatho-Balcan Geomorphological Commision.* — Debrecen, 64 p.

PIPERNO, D. R. 2006: *Phytoliths. A Comprehensive Guide for Archaeologists and Paleoecologists.* — Altamira Press, Oxford, 238 p.

RUDNER, Z. E. & SÜMEGI, P. 2001: Recurring taiga forest-steppe habitats in the Carpathian Basin. — *Quatarnary International* **76/77,** 177–189.

RUDNER, Z. E. & SÜMEGI, P. 2002: Charcoal as a remain of natural and human-set fires of Palaeolithic Times — case study from Hungary. — *British Archaeological Report* **1089,** 11–18.

SCHATZ, A., ZECH, M., BUGGLE, B., GULYÁS, S., HAMBACH, U., MARKOVIC, S. B., SÜMEGI, P. & SCHOLTEN, T. 2011: The late Quaternary loess record of Tokaj, Hungary: Reconstructing paleoenvironment, vegetation and climate using stable C and N isotopes and biomarkers. — *Quaternary International* **240,** 52–61.

SCHATZ, A., BUYLAERT, J. P., MURRAY, A., STEVENS, T. & SCHOLTEN, T. (in press): Establishing a luminescence chronology for a palaeosol-loess profile at Tokaj (Hungary); quartz OSL and post-IR IRSL. — *Quaternary Geochronology, Sp. Issue LED 2011*, in press.

SKVORTSOVA, Ye. B. 1998: Micromorphometric types of pore space arrangement in loamy soils of Russain plain. — *Summaries, 16th world congress of soil science. Montpellier. France. 20–26 august 1998. Vol. 2.*, p. 565.

STIEBER, J. 1957: *A hazai felső-pleisztocénből származó faszénmaradványok antrakotómiai vizsgálata.* — Kandidátusi disszertáció, Budapest.

STIEBER J. 1967: A magyarországi felső-pleisztocén vegetációtörténete az anthrakotómiai eredmények (1957-ig) tükrében. — *Földtani Közlöny* **97,** 308–316.

STIEBER J. 1968: *Anthrakotómia, quarter kronológia és a hazai pleisztocén vegetáció.* — Akadémiai Doktori Értekezés. (elbírálatlan)

STIEBER J. 1969: A hazai későglaciális vegetációtörténet anthrakotómiai vizsgálatok alapján. — *Földtani Közlöny* **99,** 188–193.

STOOPS, G. & JONGERIUS, A. 1975: Proposal for a micromorphological classification of soil materials. I. A classification of the related distributions of fine and coarse particles. — *Geoderma* **13,** 189–199.

STOOPS, G., MARCELINO, V. & MEES, F. 2010: *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths.* — Elsevier, Amsterdam. 720 p.

SÜMEGI P. 1989: *Hajdúság felső-pleisztocén fejlődéstörténete finomrétegtani (üledékföldtani, őslénytani, geokémiai) vizsgálatok alapján.* — Egyetemi doktori értekezés, Debrecen, 96 p.

SÜMEGI P. 1995: Az utolsó 30.000 év változásainak rekonstrukciója őslénytani adatok alapján a Kárpát-medence centrális részén. *"Berényi Dénes professzor születésének 95. évfordulója" tiszteletére rendezett tudományos emlékülés előadásai.* MTA Debreceni Területi Bizottsága, Meteorológiai Munkabizottság és KLTE Meteorológiai Tanszék Kiadvány, 244–258.

SÜMEGI P. 2001: *A negyedidőszak földtanának és őskörnyezettanának alapjai.* — JATEPress, Szeged, 212 p.

SÜMEGI, P. 2003: *Régészeti geológia és történeti ökológia alapjai.* — JATEPress, Szeged, 224 p.

SÜMEGI, P. 2005: *Loess and Upper Paleolithic environment in Hungary.* — Aurea Kiadó, Nagykovácsi. 312 p.

SÜMEGI, P. & HERTELENDI, E. 1998: Reconstruction of microenvironmental changes in Kopasz Hill loess area at Tokaj (Hungary) between 15.000–70.000 BP years. — *Radiocarbon* **40,** 855–863.

SÜMEGI P. & KROLOPP E. 1995: A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója. — *Földtani Közlöny* **124,** 125–148.

SÜMEGI, P. & RUDNER, E. 2001: In situ charcoal fragments as remains of natural wild fires of the Upper Würm in the Carpathian Basin. — *Quaternary International* **76/77,** 165–176.

SÜMEGI, P., RUDNER, E., HERETELNDI, E., BORSOS, S., DELI, T., KOZÁK, J. & SZÖŐR, Gy. 1996: Paleoecological research of the loess on the Kopasz mount (Tokaj, North Hungary). — *Abstract of "Geomorphology and the Changing Environment in Europe Congress",* Budapest, p. 112.

SÜMEGI P., MAGYARI E., DÁNIEL P., HERTELENDI E., RUDNER E. 1999: A kardoskúti Fehér-tó negyedidőszaki fejlődéstörténetének rekonstrukciója. — *Földtani Közlöny* **129,** 479–519.

SZABOLCS I. 1966: *A genetikus üzemi talajtérképezés módszerkönyve.* — Országos Mezőgazdasági Minőségvizsgáló Intézet, Budapest, 428 p.

SZENDREI G. 1982: *Gyakori alföldi talajtípusok, elsősorban szikes talajok mikromorfológiája és annak anyagforgalmi és talajgenetikai vonatkozásai.* — Kandidátusi értekezés, 167 p.

SZENDREI, G. 2000: *Talaj-mikromorfológia.* — ELTE-Eötvös Kiadó, Budapest, 220 p.

SZENDREI G. 2001: *A hazai talajtípusok mikromorfológiája.* — Magánkiadás 163 p.

TWISS, P. C., SUESS, E. & SMITH, R. N. 1969: Morphological classification of grass phytoliths. — *Soil Science Society of America, Proceedings* **33,** 109–115.

WILLIS, K. J., RUDNER, E. & SÜMEGI, P. 2000: The full-glacial forests of central and southeastern Europe: Evidence from Hungarian palaeoecological records. — *Quaternary Research* **53,** 203–213.

WILLIS, K. J., BRAUN, M., SÜMEGI, P. & TÓTH, A. 1997: Does soil change cause vegetation change or vice-versa? A temporal perspective from Hungary. — *Ecology* **78,** 740–750.

Kézirat beérkezett: 2012. 01. 19.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

142/3, 269–286., Budapest, 2012

A ceglédberceli útbevágás kvarter üledékeinek ásványtani, üledékföldtani és őskörnyezeti vizsgálata

KALMÁR János, KUTI László[1], POCSAI Tamás[2]

[1]Magyar Földtani és Geofizikai Intézet Budapest, 1143 Stefánia út 14.
[2] MOL Nyrt., H–1117 Budapest, Október huszonharmadika u. 18
johannkalmar@gmail.hu, kuti.laszlo@mfgi.hu, tpocsai@mol.hu

Mineralogical, sedimentological and palaeoenvironmental study of Quaternary sediments from Ceglédbercel road cut, Hungary

Abstracts

This study looks at the locality of Ceglédbercel and, using a process of detailed mapping and systematical sampling, describes a 700m-long cut of the nearby road highway 4. The aim of this research was to obtain information about the loess and other overlying sediments on the SW slope of the Kálvin Hill (191.5 m). More precisely, the aim was to examine the mineralogy, the grain-size and distribution of loess particles, the pollen and gastropoda content, the ^{14}C age and finally, marks indicating the brittle deformation of sediments. The observations focused mainly on the loess-type deposits.

The three outcropping, slightly clayey loess levels (l_1, l_2 and l_3) were separated by two buried, partly eroded palaeosoil levels (t_1 and t_2). The grain-size distribution of loess levels l_1 and l_3 demonstrated their aeolian character, while l_2 level illustrated the character of the mixed (aeolian-aquatic) sedimentation. By studying the variation coefficients of the grain-size distribution (as mean diameter M_z, dispersion σ, skewness S_k, and kurtois K_G for several loess levels) it was possible to ascertain that the dust was transported from the east; furthermore, the dust probably originated in barren, frost-shattered Oligo-Miocene sediments, including their finest (clayey) grain-size fractions. Thus the ordered lattice of the clay minerals of the loess may be explained by the “inherited” character of these minerals. At the same time, the deposition of the loess seems to have taken place over a long period of time (especially in the case of level l_3); it was also apparent that the intensity of the deposition was relatively constant, as was the direction of dust-carrying winds.

Given the results of the palaeontological and geochronological data, the evidence suggests that the studied loess column originated approximately 19,780 years ago. Furthermore, it continued to spread over the soil levels of Jászfelsőszentgyörgy (18,500 years ago) and Mende (19,780 years ago), until the last (W_3) cold and dry period of the Pleistocene. The post-glacial ice melting is marked by three coarse sand levels (h_1, h_2 and h_3), while the upper, black soil which covers the non-conforming surface of these sand levels (t_3) was formed during the QC phase of the Early Holocene Climatic Optimum. It is important to notice that the neo-tectonic, brittle deformations (i.e. the lime veins, “dry” joints and micro-faults) stopped below the Holocene/Pleistocene boundary.

Keywords: Ceglédbercel, loess, grain size distribution, mineralogy, pollen, loess-snails, ^{14}C

Összefoglaló

A Ceglédbercel külterületén négysávosra bővített 4. sz. főút egy 700 m hosszú bevágásán végeztünk részletes szelvényezést és mintavételt. Kutatásaink a Kálvin-hegy (191,5 m) DNy-i oldalán átszelt löszösszlet keletkezésére és korára vonatkoztak. E célból megvizsgáltuk az üledék ásványos összetételét, szemcseméret eloszlását. Vizsgálatainkat pollen-, csigafauna- és ^{14}C-kormeghatározással egészítettük ki, megfigyeltük a töréses deformációkra utaló jeleket (repedéseket, vetőket), végül az üledékképződést követő (diagenetikus) elváltozásokat.

A vizsgált üledékszelvényből részletesen a löszt és a benne lévő eltemetett talajokat elemeztük meg, de megvizsgáltuk a löszt fedő három folyóvízi homokréteget is.

A vizsgált szakasz három löszréteg között két eltemetett, részben erodálódott paleotalajt tartalmaz. Az alsó l_1 és felső l_3 löszréteg szemcseeloszlása és ásványi összetétele alapján eolikus eredetű, a köztes l_2 szint valószínűleg áthalmozott betelepülés a két talaj között. A szemcseméret és a variációs koefficiensek eloszlása alapján megállapítható, hogy a porhullás kelet felől jött, valószínűleg magával hozva az akkor fedetlen, fellazult oligocén vagy miocén agyagos üledékekből származó finom frakciót is. Ez magyarázza a löszben lévő agyagásványok rendezett rácsszerkezetét is.

Ugyanakkor a löszhullás (legalább is a felső l_3 lösz esetében) egy folyamatos, aránylag állandó erősségű és irányítottságú, földtani léptékben is hosszú történés volt, beleértve a diagenetikus változások nagy részét is.

Az őslénytani-őskörnyezeti adatokat figyelembe véve a feltárt ceglédberceli lösz keletkezése 19 780 évvel ezelőtt kezdődött és a jászfelsőszentgyörgyi (18 500 éves), ill. mendei (16 750 éves) „Dunaujváros–Tápiósülyt” követő utolsó (W_3) hideg és száraz időszak végéig tartott. A glaciális végét jelző olvadás a három homokrétegnek, az alsó-holocén QC fázisának a homokrétegre települő erdőtalajnak felel meg. Ezen belül a neotektonikus deformáció itt csak a pleisztocén idején működött, kiemelvén a Kálvin-hegyet több tíz méterre a környező síkság szintje fölé.

Tárgyszavak: Ceglédbercel, lösz, szemcseméret eloszlás, ásványtan, pollen, löszcsigák, ^{14}C

Bevezetés

A 4. sz. főútvonal modernizációja részeként a ceglédberceli útbevágáson 2004 őszén a földmunkák befejeződtek. Ezáltal kb. 700 m hosszban feltárták a terület üledékeit, amelyből feldolgoztunk és megmintáztunk 655 m rézsűt. A feltárás többi részét eltakarta a szelvény két végére hordott feltöltés.

A feltárás kiértékelése, a mintaanyag elemzése és feldolgozása eredményeként pontosítottuk a terület rétegtani felépítésére, az üledékek ásványi összetételére, szedimentológiájára, a paleontológiai és szénizotóp alapon való korbesorolására és az üledékekben végbement diagenetikus folyamatokra, így az agyagásványokra, a vasfelhalmozódásra és a karbonátokra vonatkozó információkat.

Földrajzi adatok

A feltárás Albertirsa és Cegléd között, Pest megye területén található, ahol a 4. sz. főút átszeli a Gödöllői-dombság legdélibb magaslatának, a Kálvin-hegynek (191,5 m) délkeleti oldalát, a Golyófogó- és a Kisasszony-völgy közötti Nagy-földeken. Itt találkozik a Gödöllői-dombság kistáj a Monor–Irsai-dombság kistájjal. Úgy ÉK, mint DNy felé ez az enyhén hullámos dombvidék belesimul a környező Cegléd–Abonyi-síkságba. A dombok teteje sík, közel vízszintes felület, oldalaik max. 5°-os lejtőkkel csatlakoznak a síksághoz, amelynek az átlagos tszf. magassága 100 m körül van. A két „löszdombok közötti korróziós völgy” (KUTI 1973) és a kisebb vízmosások oldalai meredekek, fenekük sík, csak jelentős csapadékhulláskor folyik bennük víz, amely a Gerje-patakban gyűlik össze.

Az útbevágás területén ÉNy-on vegyes lombos erdő, DK-en szántóföldek és szőlők vannak.

Előzmények, földtani kutatástörténet

Ceglédbercel és tágabb környezete földtani kutatása az Alföld agrogeológiai és talajtani felvételezésével kezdődött a 20. század első felében (GÜLL 1907, SÜMEGHY 1952). A területről szórványos nyersanyagkutatási és geotechnikai jelentések ismeretesek (TREITZ 1927, VITÁLIS 1945). Az Alföld rendszeres, sekélyfúrásos földtani térképezése, amely VITÁLIS Sándor irányításával 1950-ben kezdődött, a ceglédi–ceglédberceli területre vonatkozó adatokat is tartalmaz (HAJÓS 1950, ROTARIDESZ 1950, SZUROVY 1951). Ezeket az eredményeket SÜMEGHY (1952) és RÓNAI (1956, 1960) foglalták össze. Mélyföldtani vonatkozásban a környező területről KŐRÖSSY (1953) és JUHÁSZ (1964) publikációit kell megemlíteni.

Kutatási területünkre vonatkoznak a Gödöllői- és a Monor–Irsai-dombvonulat morfológiai és földtani sajátosságait bemutató tanulmányok (BALLA 1959, SCHAREK 1980)

A jelenlegi térképek megszerkesztésére irányuló kutatások a hetvenes évek elején kezdődtek, KUTI 1973, BÓNÉ et al. 1973 és az 1:100 000-es ceglédi lap lezárásával végződtek (KUTI et al. 2000).

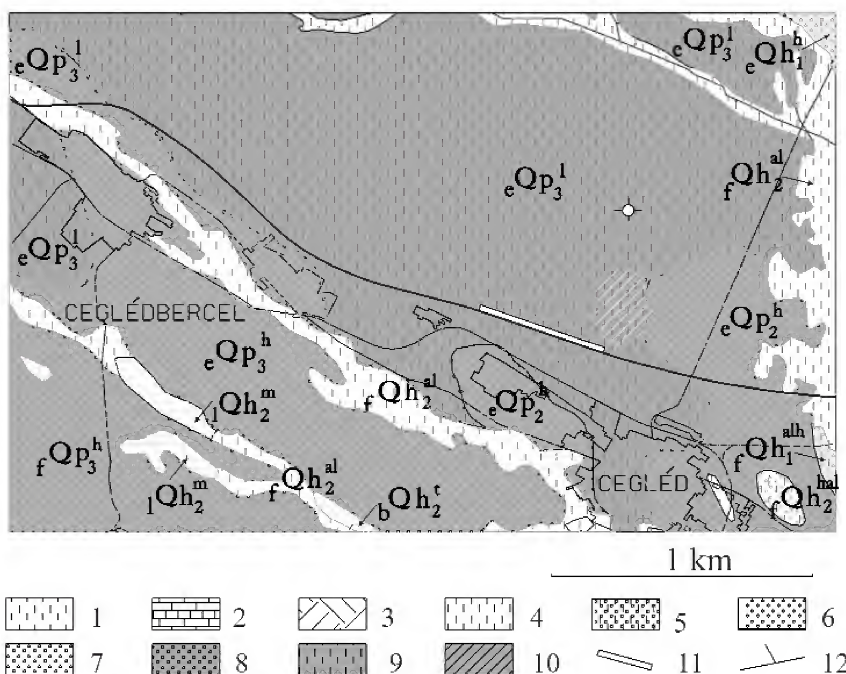
E tanulmányok során az általunk vizsgált szelvény környezetére vonatkozó felszíni–felszínközeli és mélységi rétegsor került bemutatásra. Mivel a dombságot fedő löszös üledékeire vonatkozóan a szerzők csak általános megfigyelésekre szorítkoztak, az útépítés lehetőséget biztosított az üledéksor részletes vizsgálatára.

A környező terület földtani felépítése

A ceglédberceli útbevágás az Északi-középhegység előterében lévő legdélebbi dombvonulat része, amelynek a triász korú aljzata a gödöllői és a tóalmási szénhidrogénkutató mélyfúrásokból ismeretes. Erre valószínűleg jura szürkészöld agyagpala, felső-kréta vörös és szürke homokkő települ, majd a ceglédi fúrásokból ismert paleogén vörös konglomerátum, a gödöllői fúrásokban azonosított oligocén szürke márga, valamint a badeni–szarmata homokos durvamészkő, riolittufás betelepülésekkel. A környező fúrásokban a pannóniai rétegsor 1 000 m vastagságot is elér (KŐRÖSSY 1953).

A kvarter közvetlen feküje a Jászkisér Jk–1 fúrásban elkülönített homokos–lignitcsíkos felső-pliocén, amelyet SZENTES (1958) „Gödöllői Homok”-nak írt le. A ceglédberceli Dombszél alatti szürke, finomhomokos agyag, „mocsári szintekkel” (lignitcsíkok) és az alatta lévő homok is a felső-pannóniai feltárása (HAJÓS 1950), amelyet a későbbiekben nem találtak meg, még a térképező fúrásokban sem.

A Cegléd 1:100 000-es térkép alapján (1. ábra) itt, az útbevágás területén a kvarter vastagsága kb. 200 m, de a 2007-es kéziratos kvartervastagsági térképen ez mindössze 20–30 m. Ebben, a rétegsor felső harmadában van a feltárt lösz és futóhomok. A 100 000-es térkép fúrásaiban a lösz futóhomokra települ és a sík területen 3–6 m vastag, de a dombságon eléri a 20 m-t és a fúrásokban egy vagy két vörösesbarna eltemetett paleotalaj jelenik meg. A löszt egy 1–2 m vastag homoklepel takarja, fekete talajosodott fedőréteggel.



1. ábra. Ceglédbercel és környéke földtani térképe (KUTI et al. 2000 térképei után)

Holocén: 1 – Recens kőzetlisztes alluvium, 2 – Tavi mésziszap, 3 – Tőzeg, 4 – Ártéri síkság kőzetlisztes üledéke, 5 – Alsó terasz kőzetlisztes-homokos üledéke, 6 – Futóhomok, 7 – Folyóvízi homok, *Felső-pleisztocén:* 8 – Fluvioeolikus homok, 9 – Lösz, 10 – Szikes területek, 11 – A ceglédberceli útbevágás, 12 – A fontosabb úthálózat

***Figure 1.** Geological map of Ceglédbercel and environs after KUTI et al. (2000)*

Holocene: 1 – Recent silty alluvia, 2 – Lacustrine limy mud, 3 – Peat, 4: Floodplain with silty sediments, 5 – Lower terrace silty-sandy sediments, 6 – Wind blown sand, 7 – Fluvial sand, Upper Pleistocene: 8 – Fluvio-aeolian sand, 9 – Loess, 10 – Soda salty terrains, 11 – The Ceglédbercel road cut, 12 – Main road network

A ceglédberceli útbevágás képződményei

Az útbevágást a Kálvin-hegy DNy-i lábánál, a 4-es főút két oldalán ásták ki. A feltárás ÉNy-i oldalát szelvényeztük, a műút szintje és a bevágást megelőző erdőirtás és termőtalaj-lehordás szintje között (2. ábra). Az így kapott rézsű magassága 2–5 m közötti volt, dőlése 35–40° DK irányban. Az útbevágás a lösz rétegsor felső 4,5 m-es részét, az ezt fedő homokrétegeket és a homokot borító sötét színű talajréteget tárta föl.

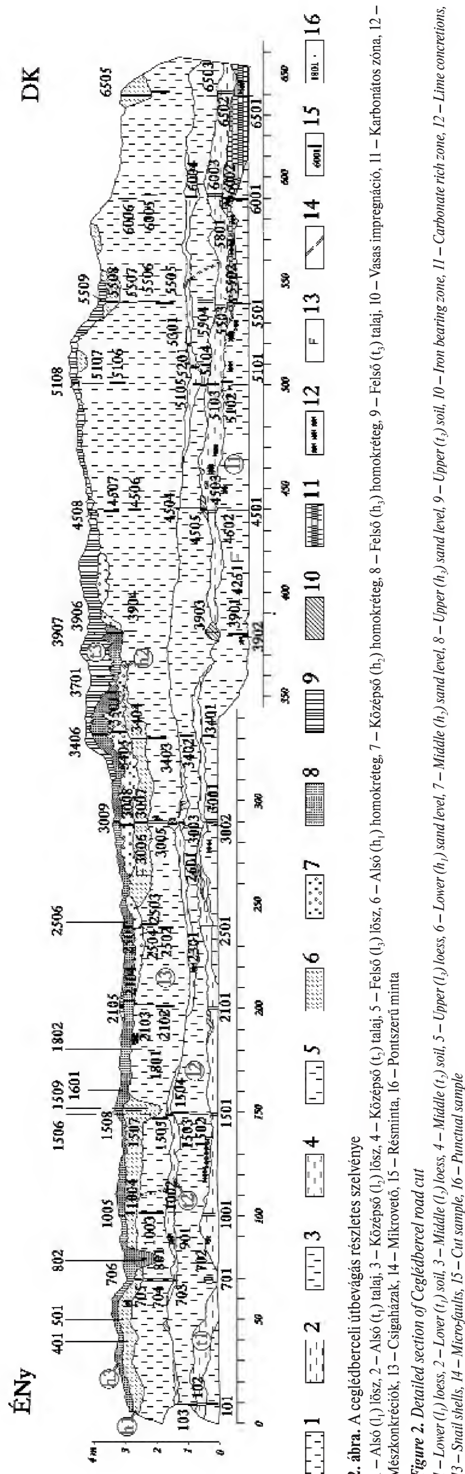
Feltárt rétegsor:

Lösz. A löszön belül két paleotalajszint három löszréteget különít el, a következő sorrendben:

Alsó lösz (l_1). Csak részben van feltárva, ott, ahol az alsó paleotalaj nem fedi le, így 0–67 és 213–660 m között. Az útbevágás által feltárt szürkéssárga–fakósárga vagy világossárga, helyenként piszkosfehér, tömeges, kemény lösz vastagsága 1 m körül van. A fedő t_1 paleotalaj alatt 0,1–0,5 m-re gyakran találunk mészkonkréciókat, így 380, 410, 430, 440, 455 és 590 m-nél. 535 m-től a feltárás végéig a löszben egy fakósárga vagy sárga, pados elválású, kemény, karbonátban gazdag zóna jelenik meg, amely eléri a 0,8 m vastagságot. 410–418 m között a löszben nagy mennyiségű, kis méretű csigahéj halmozódott fel (4251. minta). 480 m-nél a t_1-ből eredő, mészporral kitöltött gyökérnyomok láthatók. 500 m-nél a fölötte lévő t_1-ből vöröses, nyelvszerű repedéskitöltések hatolnak be a löszbe (fagyhatás?). 590 és 640 m-nél 3–5 cm átmérőjű járatok (krotovinák) vannak, mészporral és barnás színű kőzetliszttel kitöltve. A lösz és a felette lévő t_1 között az átmenet nagyrészt folyamatos.

Alsó talaj (t_1). A 66–73 m-es és a 355–386 m közötti megszakításoktól eltekintve folyamatosan követhető a 0,6–0,8 m vastag, csokoládébarna, sötét vörösesbarna vagy vörös színű, kemény, morzsás szerkezetű eltemetett talaj, amely hullámosan fedi az alatta lévő löszréteget. A talajréteg felső és középső részében 186–200 m, 247–269 m és 436–460 m között jól kirajzolódó, sötét vörösesbarna lencsék jelennek meg, 480 m-nél vasborsókkal. 86, 150 és 457–472 m között a talaj fedőjében és az alján mészkonkréciók, 330 és 440 m-nél mészerek láthatók. 480–500 m között a talaj pados elválású, harántrepedésekkel. Felső határán helyenként kemény, tömör, vöröses limonitkéreg jelenik meg.

Középső lösz (l_2). Végig követhető a feltárás egész hosszában. A sárga, szürkéssárga, tömör, az előbbinél könnyebb, lazább lösz vastagsága 0,3–1,6 m között változik; a legvékonyabb 290 m-nél. 68–72 m között egy 0,4 m



2. ábra. A ceglédberceli útbevágás részletes szelvénye

1 – Alsó (l_1) lösz, 2 – Alsó (t_1) talaj, 3 – Középső (l_2) lösz, 4 – Középső (t_2) talaj, 5 – Felső (l_3) lösz, 6 – Alsó (h_1) homokréteg, 7 – Középső (h_2) homokréteg, 8 – Felső (h_3) homokréteg, 9 – Felső (t_3) talaj, 10 – Vasas impregnáció, 11 – Karbonátos zóna, 12 – Mészkonkréciók, 13 – Csigaházak, 14 – Mikrovető, 15 – Résminta, 16 – Pontszerű minta

***Figure 2.** Detailed section of Ceglédbercel road cut*

1 – Lower (l_1) loess, 2 – Lover (t_1) soil, 3 – Middle (l_2) loess, 4 – Middle (t_2) soil, 5 – Upper (l_3) loess, 6 – Lower (h_1) sand level, 7 – Middle (h_2) sand level, 8 – Upper (h_3) sand level, 9 – Upper (t_3) soil, 10 – Iron bearing zone, 11 – Carbonate rich zone, 12 – Lime concretions, 13 – Snail shells, 14 – Micro-faults, 15 – Cut sample, 16 – Punctual sample

vastag, lencse lakú, vörösesbarna talaj települ bele. 264 m-nél mészporral kitöltött pórusok, 640 m-nél mészlepedék látható. 551–558 m között négy, alul elágazó, 25–30°-os keleti dőlésű, 15–20 cm elvetésű, párhuzamos karcokkal fedett dörzstükör követhető, amelyek közelében a lösz megkeményedett és tömörült. Az l_2 löszréteg átmenete a felette levő t_2 talajba 5–20 cm-es sávban folyamatos.

Középső talaj (t_2). Az előbbinél vékonyabb, max. 0,5 m vastag, fakó vörösesbarna vagy barnásvörös, helyenként szürkés, kemény, morzsás, lencsés kifejlődésű talaj, amely 31–42 m, 50–58 m, 173–196 m, 320–462 m és 612–660 m között hiányzik. 70 és 510 m-nél szenesedett növénytöredékek, 286 m-nél, 296–300 m között és 540 m-nél a fedőhöz közel három sötét vörösesbarna vas-oxidos lencse jelenik meg. A talajban mészkonkréciókat 86 és 230 m-nél, mészlepedéket 540 m-nél találtunk. 530 m-nél a feküjhöz közel 2–30 cm átmérőjű, „breccsás” üregkitöltések (krotovinák?) láthatók, 0,5–2,0 cm-es szenesedett gyökérmaradványokkal, meszes kérgű löszdarabokkal, barnásvörös agyagos mátrixban. 113–114 m között a talaj fedőjét egy 25–30° keleti dőlésű, dörzstükrös, normál vető kb. 5 cm-el keleti irányba elveti. Egy hasonló vető, 30° keleti dőléssel, 4 cm elvetéssel 530 m-nél jelenik meg és folytatódik az l_3 löszben is.

Felső lösz (l_3). Homogén, egyenletes kifejlődésű, sárga vagy világossárga, kemény, átlagosan 1,4 m, max. 1,8 m vastag réteg, csak a 79 m-nél és 152 m-nél bemélyült „meder” alatt vékonyodik el 0,2 m-re. Szövete tömeges, felső felében enyhén rétegzett, csillámos, diffúz homoklencsékkel, 192–194 m között két vörösbarna vas-oxidos lencsével, 174, 180, 183–187 m között a felső részében, közvetlenül a t_3 talaj alatt apró mészkonkréciókkal, 680 m-nél mészfoltokkal. 110–113 m között a löszt egy 20–25° keleti dőlésű dörzstükrös vető szeli át; amely a fölötte lévő homokrétegben *nem* folytatódik.

Az l_3 lösz a t_2 talajra vagy közvetlenül az l_2 löszre telepszik, egy élesen kirajzolódó, eróziós felület mentén. A lösz fedője szintén egy hullámos, eróziós felület 5–15 cm-es, de két helyen 1 m-t is meghaladó árkos mélyedésekkel. A szintet fedő h_1 homok pár cm vastag, megkeményedett, kissé vöröses színű felületre rakódott rá.

Homok. A löszt lencsés kifejlődésű, három rétegből álló homoklepel takarja a következőképpen:

Alsó homokréteg (h_1). Az útbevágásban ez a legnagyobb kiterjedésű homokréteg, 5–76, 83–160, 249–355 és 633–649 m között. Vastagsága 0,3–0,6 m között változik, de egyes helyeken, így a 144–158 m közötti mélyedésben eléri az 1,3 m-t. A homok az l_3 lösz eróziós, részben oxidációs kéreggel borított felületére telepszik, fedőjét a h_2 homokréteg, vagy a t_3 talaj képezi.

A h_1 homokréteg első 10 cm-es része finomszemcsés, tömeges, világos színű, amelyben 150 m-nél egy durvább, sötétbarna, agyaggal és limonittal kötött lencse jelenik meg, alatta egy 40 cm-es kőzetlisztlencsével. A 249–355 m-es szakaszban a homok színe fokozatosan a barna, rozsdabarna árnyalataiba megy át. Megjelenik a rétegzettség, a csillámlapocskák és a szint legalján elszórtan 2–4 mm-es kvarc

gyöngykavics-szemcsék (290 m), ép és töredezett csigahéjakkal (290 és 330 m, 3009. minta).

Középső homokréteg (h_2). Egyrészt lencsés kifejlődésű (203–255, 264–368, 395–420, 505–556 és 562–579 m között), másrészt több helyen lepusztult, ezért nem képez folytonos réteget. Anyaga a h_1-nél kissé finomabb és homogénebb, finoman rétegzett homok, színe barna, sárgásbarna, de összességében a sárgás árnyalat dominál. 240 m-nél (2504. minta) sötétbarna, centiméteres, hullámosan réteges homokkőlencsék jelennek meg, fekete, humuszos kötőanyaggal.

Felső homokréteg (h_3). Csak a bevágás középső részén jelenik meg, 268–384 m között, 0,3–0,6 m vastagságban. Az l_3 löszre és a h_2 homokrétegre települ, az utóbbira egy igen egyenetlen eróziós felület mentén. Az előzőnél kissé durvább, sötétebb színű, barna, rozsdabarna árnyalattal. A homok 330 m-nél csillámos, 354 m-nél réteges, mindkét helyen limonittal, humusszal és agyaggal kötött.

Felső talaj (t_3). Részben a földmunkák, részben a természetes erózió miatt csak két foltban látható, 6–270 és 310–550 m között. Vastagsága 20–40 cm között változik. Az l_3 löszt és mindhárom homokréteget lefedi egy eróziós felület mentén, amely a h_3 homokréteg esetén igen komplikált formákat ölt, szűk, tekervényes csatornákat és domború gerinceket. Anyaga nagyon változatos, az agyagos kőzetliszttől a durva szemű homokig. Jellegzetes a sötét szín: sötétbarna, csokoládébarna, fekete, gyakorta igen erősen kötött, tömeges vagy lencsésen rétegzett, apró mészkonkréciókkal (185 m), gyökérnyomokkal (440–500 m között). Fontos megjegyezni, hogy a recens talajréteget, amely 20-40 cm vastag, morzsás, fekete csernozjom volt, a bevágás egész területéről eltávolították, ugyanis ezzel az anyaggal füvesítették a rézsűt.

Az üledékeken végzett anyagvizsgálatok eredményei

Jelen kutatásaink során ásványtani, szemcseméret-eloszlás, paleontológiai vizsgálatot és ^{14}C kormeghatározást végeztünk.

Ásványtan

Az üledékek ásványtani összetételét optikai és pásztázó elektron mikroszkóppal, valamint egyes mintákon röntgendiffrakciós analízissel határoztuk meg.

A lösz ásványi összetétele

Az l_1 löszréteg szögletes, <0,05 mm-es kvarcszemcsékből, alárendelten földpáttöredékekből, kilúgozott muszkovitlemezkékből, limonitosodott biotitból álló, pelyhes agyagásványokkal kötött aleurit, kb. 20% finoman hintett, mikronos nagyságú karbonátszemcsékkel, amelyek helyenként 0,03–0,05 mm-es mikropátitos, kerekded fészkekbe tömörülnek (I. tábla, 1. kép). A löszben helyenként diffúz, szabálytalan, 0,1–0,4 mm-es, vörösesbarna limonitos zóna látható, erekkel, 0,01–0,03 mm-es, gömbölyded limonitgöbecsekkel, amelyek felülírják a karbonátfészkeket (I. tábla, 2. kép). A mintában számos, szabálytalan, 0,01–0,03 mm-es pórus, valamint néhány 0,3 mm körüli kerekded szelvényű csatorna található, amely körül a szemcsék átrendeződtek és a karbonát feldúsult. Ezek valószínűleg hajszálgyökérnyomok.

Már 32–64-szeres nagyításnál látható, hogy a kvarcszemcsék éles peremű, szabálytalan pikkelyeket vagy szögletes lapokat képeznek. A pásztázó elektronmikroszkópos képeken e szemcsék repedésekkel, gyakran fűrészes élekkel, felületükre tapadt agyagásvány-lemezkékkel jelennek meg. Láthatók a VELICHKO & TIMIRIEVA (1995) által leírt deráziós barázdák amelyek szerintük 10–12 m/s szélsebesség esetén jelentkeznek. Ugyancsak megfigyelhetők az általuk leírt, homokszemcsék koptatására utaló barázdák és lesimított élek a löszben lévő durvább frakciók kvarcszemein (II. tábla, 4. kép).

Az agyagásványok különálló, 1–3 µm-es, kerekded vagy sziromszerű lemezkéket képeznek vagy 5–10 µm-es, gumós halmazokba tömörülnek.

A röntgendiffrakciós vizsgálat alapján (II. táblázat) az l_1 löszrétegből vett minták 4–11% montmorillonitot, 9% illit-montmorillonit kevertszerkezetű agyagásványt, 7% illitet, 1% kaolinitet, 4% kloritot, 37–45% kvarcot, 6–9% földpá-

I. táblázat. Löszök mintáinak variációs koefficiensei. A paramétereket FOLK-WARD-módzserrel számítottuk ki, φ egységekben

Table I. *The varioation coefficients of loess levels. The parameters were calculated in φ values, using FOLK-WARD method*

Lösszint		l_1			l_2			l_3			Összes löszréteg		
Paraméterek		min	közép-érték	max	min	közép-érték	max	min	közép-érték	max	min	közép-érték	max
Minták száma	N	13			6			26			39		
Medián, mm	$φ_{50}$	0,010	0,038	0,058	0,008	0,018	0,050	0,009	0,043	0,058	0,008	0,037	0,058
Közepes szemcseméret	Mz	5,465	6,332	7,191	6,076	6,896	7,389	5,208	6,106	7,271	5,208	6,303	7,389
Szórás	σ	2,106	2,619	3,184	2,505	2,870	3,473	2,118	2,544	3,052	2,106	2,619	3,473
Ferdeség	Sk	0,950	0,663	0,204	0,878	0,338	0,085	1.014	0,724	0,283	1.014	0,644	-0,085
Csúcsosság	K_G	0,603	1,068	1,295	0,509	0,776	1,274	0,509	1,061	1,463	0,509	1,019	1,463

Horizontal bare: Loess level; l1, l2, l3, All of loess levels (minimal, mean and maximal values).

Vertical bare: Parameters; Number of samples; Median, in mm; Mean grain size; Dispersion; Skewness; Curtois.

II. táblázat. Lösz és eltemetett talajminták röntgendiffrakciós vizsgálatának eredménye (%)
Table II. *XRD results of loess and burried soil samples in percentage*

Minta	montmorillonit	illit-montmorillonit	illit	muszkovit	kaolinit	klorit	kvarc	káliföldpát	plagioklász	kalcit	dolomit	amfibol	hematit	goethit	pirit	amorf fázis
l_1 lösz																
3901	4	9			1	4	37	3	3	23	13					3
4501.	11		7			4	45	2	7	13	1	1		5		4
4502.	2	2	9			4	35	2	6	26	10		1			3
t_1 talaj																
2101.	5	3		7	2	4	41	2	5	24	2				1	4
3002.	3		8			4	26	2	3	46	8					
l_2 lösz																
2601.	13	3	8			4	52	4	4	4		1	2	2		4
t_2 talaj																
3003.	12	2	7			3	54	3	7	5		1		2		4
5103.	12		7			6	43	3	6	24	3		2			4
l_3 lösz																
5107.	2			8 ($2M_1$)		4	41	1	2	29				2		3

tot, 13–23% kalcitot, 13% dolomitot, 1% amfibolt, 5% goethitet és 3-4 röntgenamorf fázist tartalmaznak (3901. és 4501. minták).

A 450–600 m alatt feltárt kemény, pados üledék anyaga meszes aleurit, A fő törmelékes ásvány a kvarc, kevés plagioklásszal és mikroklinnal. A kvarc itt is kevés szegletes, élein koptatott, 0,02–0,08 mm-es szemcséket képez. A nagyrészt bontott muszkovitlapocskák mellett kevés biotit, amfibol és kőzettörmelék (szericites kvarcit, kova) azonosítható, összesen kb. 40%-ban.

Az alapanyag gyenge kettőstörésű agyagásványokból és fészkeket képező mikronos nagyságrendű karbonátszemcsékből áll, kevés rozsdás színezéssel és 0,02–0,04 mm-es limonitgöbecsekkel. Ebben az alapanyagban helyenként 0,03–0,05 mm-es kalcitromboéderek láthatók, valamint 0,01–0,05 mm-es, szabálytalan alakú pórusok. Egy nagyságrenddel nagyobb, 0,5–1 mm átmérőjű pórusok (gyökércsatornák) is jelen vannak, alakjuk ovális vagy szögletes-szabálytalan, belső faluk sima, körülöttük az alapanyag tömörebb és karbonátban gazdagabb. Az elektronmikroszkópos felvé.teleken a karbonát sajátalakú, romboéderes szemcséket képez, lemezes agyagásványokkal (II. tábla, 6. kép).

A 4502. minta röntgendiffrakciós elemzése a következő ásványi összetételt eredményezte. Montmorillonit 2%, illit-montmorillonit kevertszerkezetű agyagásvány 2%, illit 9%, klorit 4%, kvarc 35%, földpátok 8%, kalcit 26%, dolomit 10%, hematit 1%, röntgenamorf fázis 3%.

A fentiek alapján megállapítható, hogy a típusos és a karbonáttal hintett lösz ásványi összetétele között, a karbonátok részarányán kívül nincs lényeges különbség.

A löszrétegben — a meszes, pados résztől eltekintve — irányítottság vagy rétegződés se makroszkópos, se mikroszkópos szinten nem észlelhető, a gyökérszálak körül megmaradt mészgyűrű pedig azt igazolja, hogy az üledék eredeti szerkezete és szövete érintetlen.

Az l_2 löszréteg ugyancsak 0,1 mm-nél kisebb, éles kvarcszilánkokból, kis mennyiségű mikroklinből, bontott, ~0,12 mm-es muszkovitlapokból és opak ásványokból áll, 45–70% gumós szövetű alapanyaggal. Ez utóbbi mikronos méretű agyagásványokból, szilánkos kvarcból és fészkeket képező, sajátalakú karbonátszemcsékből áll. A limonit egyes minták esetében jelentős mennyiségben van jelen, 0,2 mm-es fészkeket képezve.

A 2601. minta ásványi összetétele a röntgendiffrakciós analízis alapján a következő: montmorillonit 13%, illit-montmorillonit kevertszerkezetű agyagásvány 3%, klorit 4%, kvarc 52%, földpátok 8%, kalcit 4%, amfibol 1%, hematit 1%, goethit 2%, amorf fázis 4%.

A második löszben helyenként a szövet réteges, a csiszolatokban irányított muszkovit látható és a karbonátnak az eloszlása is sávos. Nem zárható ki, hogy e réteg áthalmozott jellegű. Itt is megjelennek a 0,3–1,5 mm átmérőjű, hengeres vagy csillagszerű, esetenként deformált gyökérnyomok és sok mészkonkréció, max. 15%-ban 0,02–0,15 mm-es törmelékes szemcsékkel (kvarc, plagioklász, biotit), irányított, 0,5×0,08 mm-es csigahéj-töredékekkel (I. tábla, 5. kép). A

karbonát 1–3 μm-es, részben sajátalakú szemcsékből áll, 0,1–0,2 mm-es átkristályosodott mezőkkel. Látható a kvarcszemcsék éleinek a koptatottsága, a kvarcra rakódó kovagumók és az alapanyagban azonosíthatók a lemezes illit és a lepelszerű, szabálytalan montmorillonit valamint néhány sajátalakú kaolinit is.

A harmadik löszréteg tetejéből vett 5107. minta összetétele, röntgendiffrakciós vizsgálat alapján a következő: montmorillonit 2%, $2M_1$ politípusú muszkovit 8%, klorit 4%, kvarc 41%, földpátok 3%, kalcit 29%, goethit 2%, amorf fázis 3%.

A kvarc itt is pikkelyszerű, éles-fogas szemcsékben jelenik meg (II. tábla, 2. kép), fagyási repedésekkel és deráziós barázdákkal (II. tábla, 3. kép).

Az l_3 lösz nagy része tömeges, helyenként oszlopos elválású. A vékony gyökérszálak helyén maradt üregek, az üregek körüli szemcse-átrendeződés, a lemezes ásványok „kártyavár" szerkezete (II. tábla, 1. kép) egyértelműen az eredeti üledék bolygatatlanságát bizonyítja. Kivétel ez alól a 450–600 m közötti szakasz legfelső része, ahol enyhe irányítottság és szabad szemmel is észlelhető csillámfeldúsulás jelenik meg. Itt, a feltárt réteg legtetején valószínű a (rövid távon történt) átrendeződés, lemosódás.

Ezek alapján látható, hogy a három löszréteg egyveretűségén belül észlelhető különbségek vannak egyes ásványi komponensek megjelenése-részaránya és a szerkezeti-szöveti sajátosságok szintjén.

Az eltemetett talajok ásványi összetétele

A t_1 talaj ásványi összetétele a 2101. röntgendiffrakciós minta alapján ismert. A minta 8% montmorillonitot, 3% illitet, 7% muszkovitot, 2% kaolinitot, 4% kloritot, 41% kvarcot, 7% földpátot, 24% kalcitot, 2% dolomitot, 1% piritet és 4% amorf fázist tartalmaz.

Az eltemetett talajréteg feküjéhez közel több mészkonkréció jelenik meg, 3–6% pátos kalcitkiválással (I. tábla, 3. kép). Az opak szemcsék között néhány, max. 0,6 mm-es, barna gombafonál és egy lencsés gombaspóra látható (I. tábla, 4. kép) valamint sok, finom agyaggal kitöltött száradási repedés.

Egy hasonló mészgumó ásványi összetétele a 3002. minta röntgendiffrakciós elemzése alapján 3% montmorillonit, 8% illit, 4% klorit, 26% kvarc, 5% földpát, 46% kalcit és 8% dolomit.

A t_2 talaj kissé homokos, keményebb részéből vett 901. minta tömeges aleurit, vörösesbarna, agyagos-karbonátos, limonittal erősen színezett alapanyaggal. A 3405. minta fő agyagásványa a montmorillonit, amely 4–5 μm-es, részben sajátalakú, csipkés szélű lemezeket képez (II. tábla, 5. kép). Az üledékben diffúz, sötétbarna (humuszos?) foltok és növénytöredékek jelennek meg.

A mintát hengeres vagy szabálytalan, 0,5–1,5 mm átmérőjű, részben karbonáttal kitöltött pórusok (valószínű, gyökérnyomok) szelik át, körkörösen tömörödött, sugaras szerkezetű, világosbarna, max. 0,5 mm széles szegéllyel (I. tábla, 7. minta).

Két röntgendiffrakciós minta (3003. és 5103.) összetétele a következő: 12% montmorillonit, 2% illit-montmorillonit kevertszerkezetű agyagásvány, 7% illit, 3–6% klorit, 43–57% kvarc, 9–10% földpát, 5–24% kalcit, 3% dolomit, 2% hematit, 4% amorf fázis.

A második talaj alján is sok mészgumó jelenik meg, köztük a 2301. mintában a mikritben 0,3 mm-es, mikropátitos, átkristályosodott zónákkal.

A két talaj és a lösz ásványi összetétele között lényeges különbség nincs, gyenge agyagásvány-feldúsulással, humuszos foltokkal, karbonáttal kitöltött gyökérszálakkal. Az elektronmikroszkópos felvételekben látható fodros-redőnyös montmorillonit a talajokban végbemenő agyagásvány-degradációra utal.

E két eltemetett, csonka talajszelvény, mikromorfológiai és ásványtani sajátosságai alapján a barna erdőtalajok alsó (agyagbemosódásos, ill. vasakkumulációs) szintjeihez hasonlítható, amelyben esetenként foltokban (hajdani vizes helyek alatt) a mészfelhalmozódás is tetten érhető (90, 300, 350, 390 és 510 m).

A t_3 talajréteg, amely a feltárt szelvény tetején fekszik, színben is, szemcseeloszlásban és főleg ásványi összetételében különbözik a löszbe betelepült talajoktól. A legfelső talajban keményebb, homokkőszerű lencsék vannak, pl. a 3507. mintában.

A 3507. minta 65%-át 0,08–0,35 mm átmérőjű kvarcszemcsék képezik, amelyek nagyrészt éleiken koptatott, poliéderes alakúak. A többi ásvány 5%-ot képvisel: gyengén szericitesedett plagioklász, üde mikroklin, hornblende, augit, cirkon, kevés üde muszkovitlapocskák. A kőzettörmelék kb. 10%: jól legömbölyített csillámos kvarcit, bontott vulkáni kőzet, szericites kvarcit, vas-oxidos kova, vörös, finomszemcsés homokkő. Szórványosan található még a pátos és a mikrites mészkő és néhány éles csigahéjtöredék.

A homok ásványtani összetétele

A szelvényben elkülöníthető három homokréteg ásvány-kőzettani szempontból meglehetősen egyveretű. A közöttük lévő különbség egyrészt a kvarcszemcsék morfológiája, másrészt a földpát részaránya, a járulékos ásványok és a kőzettörmelék között mutatható ki.

A h_1 réteg kvarcszemcséi jól és közepesen kerekítettek, nagymértékben koptatottak, ugyanakkor az eredeti koptatott szemcséken lemezes fellazulás és másodlagos kovakicsapódás látható. A földpátok részaránya csekély, úgyszintén a járulékos ásványoké és a kőzettörmeléké, amelyeket kevés bontott vulkáni kőzet- és homokkőszemcse képvisel. A réteg alján a gyöngykavicselemek mellett több helyen 1–5 mm-es áthalmozott löszklasztok láthatók.

A h_2 homokréteg kvarcszemcséit a változatos szemcseméret és alakzat jellemzi. A vizsgált csiszolatokban jelen van a 0,2–0,3 mm-es, közepesen koptatott, poliéder alakú és a 0,08 mm-nél finomabb, éles, szilánkos szemcsékből álló frakció. Kevés a földpát, viszont jelen van a zöld, üde hornblende (I. tábla, 6. kép), változatos járulékos ásványok és kőzettörmelék jelenik meg, így az 1509. mintában, amely a kvarcszemcséken kívül földpátokat (plagioklászt, néhány ellipszoid-alakú mikroklint), néhány amfibolhasábot, augi-

tot és szórványos muszkovitlapocskákat tartalmaz. A 10%-ot kitevő kőzettörmelék összetétele bontott savanyú vulkáni kőzet, bontott bázikus vagy intermedier üveg, kovás homokkő, szericites pala, néhány mikrites mészkőszemcse (valószínűleg mészkonkréció töredéke). A kötőanyag agyagos aleurit, humuszos, ill. limonitos színeződésű.

A metamorf kőzetekből jövő kvarcszemcsék nagy része eredetileg jól legömbölyített volt, amely későbbi. lemezes kioldást szenvedett (II. tábla, 7. kép).

Végül a h_3 réteg vegyesen tartalmazza a lekerekített, deráziós és szegletes kvarcszemcséket (II. tábla, 8. kép), felületükön kioldásokkal, kovakicsapódással és száradási repedésekkel. A földpát részaránya eléri a 15%-ot. Több mintában, pl. a 3009. minta 0,3–05 mm-es frakciójában a szemcsék 60–65%-át a nagyrészt több kristályegyedből álló, jól vagy közepesen koptatott, gömbölyded kvarcszemcsék képezik, amelyhez a 10–15%-ban megjelenő földpát járul: szericitesedett, savanyú plagioklász és mikroklin, Szórványosan találunk biotitlapokat, hornblende- és piroxén-szemcsék töredékeit, néhány szem gránátot és turmalint. A kőzettörmelék részaránya eléri 20%-ot.

Az ásványtani vizsgálat arra enged következtetni, hogy a homokszemcsék némileg különböző helyekről (idősebb homokos üledékek más-más szintjeiből vagy feltárásaiból) származnak. A h_1 rétegben a fellazult szerkezetű kvarcszemcsék fagyhatásra, míg a h_3 réteg repedezett szemcséi erőteljes kiszáradásra utalnak. Mindhárom réteg szemcséin jelen vannak a víz által okozott kioldások nyomai, és kovakicsapódások figyelhetők meg rajtuk.

Szemcseméret-eloszlás

A ceglédberceli útbevágásból vett mintákon az üledékek szemcseméret-eloszlását szitálással és a 0,06 mm alatti frakciókat nedves (KÖHN) módszerrel vizsgáltuk meg a Magyar Állami Földtani Intézet Szediment-laboratóriumában. Szemcseméret-eloszlás szempontjából a löszök, a talajok és a homokszintek között jelentős különbség mutatkozik. A szemcseeloszlás jellegében a szelvény hosszanti irányában is kimutathatók bizonyos változások.

A löszrétegek szemcseméret-eloszlása

Lösz. A három löszréteg szemcseméret-eloszlása első nézetre egyveretűnek tűnik, mivel a frakciók látszólag egyenletesen oszlanak el a legfinomabb agyagtól a durva homokig. Valójában a szintek között jelentős különbség van a löszre nem jellemző agyagfrakció, illetve a homokfrakció részarányát illetően. A különbség még evidensebb, ha ezeket a lösz jellegzetes szemcsefrakciójához, a 0,02–0,06 mm-es durva kőzetliszt részarányához viszonyítjuk. Ha csak az átlagot nézzük, látható, hogy az l_2 szint jelentősen különbözik a másik kettőtől, oly annyira, hogy az üledék löszjellege is megkérdőjelezhető. A homoktartalom alapján az l_1 és l_3 között is van különbség, az utóbbi lényegesen homokosabb.

A három szint közötti, keletkezési okokra vezethető különbségeket a szemcseeloszlások variációs koefficienseinek összehasonlítása alapján lehet számszerűsíteni. Ezeket a kummulatív szemcseeloszlások paramétereinek alapján a FOLK-WARD (1957) módszerrel számítottuk ki.

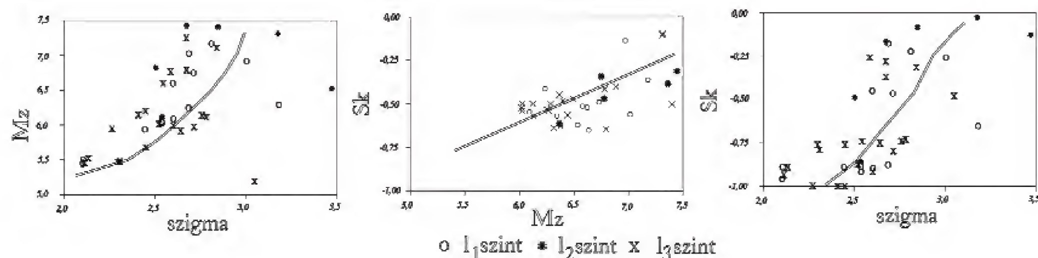
A medián (ϕ_{50}) a minta 50%-nak megfelelő szemcseméret, amely az üledék jellegét meghatározza. A lösz esetén a medián egyértelműen a durva kőzetliszt (0,02–0,06 mm; 4,1–5,6 ϕ) tartományába kellene, hogy essen, ami az l_1 és l_3 valamint a szintek összességében realizálódik, viszont az l_2 szint mediánja a finom kőzetlisztbe esik. Ennek ellenére a közepes szemcseméret (M_z) az összes löszmintánál a *finom* kőzetliszt tartományában, 0,008 és 0,015 mm (6,106–6,986 ϕ) között van. Mind a két paraméter a szállító közeg energiáját jelzi: az eolikus üledékek esetében a szemcséket még lebegtetni bíró szél energiájának a határértékét (FAROUK & SELIM 2001).

A szórás (σ) a közepes szemcsemérettől való eltérést fejezi ki, tehát az osztályozás mértékét, a szállító közeg fluktuációjának függvényében. Fontos megfigyelés, hogy a finom szemű üledékek esetében az osztályozás mértéke igen csekély. A berceli lösz esetében is így van, szignifikáns különbség csak az l_2 szint esetében mutatkozik (σ = 2,87 ϕ) a többi szinthez viszonyítva (σ = 2,54–2,62 ϕ).

A szemcseeloszlás ferdesége (S_k) a szemcseméretek gyakorisági görbéjének szimmetriáját, ill. aszimmetriáját fejezi ki. Mind a három löszszint mintáinál negatív ferdeségi értékek jelennek meg, ami azt jelenti, hogy az ülepítő közeg mozgási energiája hosszabb ideig volt nagyobb az átlagnál (BINDA 1983). A három réteg közül a szimmetrikus eloszláshoz az l_2 szint áll legközelebb (S_k= –0,238), a másik két rétegnél „nagyon negatív” jellegű (S_k<–0,3) az aszimmetrikus eloszlás.

Végül a csúcsosság (K_G) értéke alapján is jól elkülöníthető az l_2 szint lapos szemcseeloszlási görbéje (K_G=0,776), a többi szinttől, amelyek közel normális eloszlásban jelennek meg. Ez ellentétes a ferdeség kiszámított értékeivel, amely egyértelműen aszimmetrikus eloszlást mutatott ki. Ilyen ellentmondásos esetben feltételezhető, hogy az üledékképződéshez több tényező is közreműködött, pl. az eolikus üledék esetenként vízben szállított üledékkel keveredett (MOLNÁR 1981).

A FRIEDMAN (1976) által a homokos üledékekre ajánlott diszkriminációs diagramok (M_z/σ, S_k/M_z, S_k/σ és S_k/K_G) közül az első háromnál mutatható ki egy korrelációs tendencia, főleg az l_3 szint esetében. Ezek szerint a szórás és a csúcsosság az átlagos szemcseméret csökkenésével arányosan növekszik (3. ábra), ami a levegőből leülepedő por esetében kézenfekvő. Másrészt a közepes szemcseméret és a szóródás, ill. a ferdeség közötti sajátos, parabolikus trendvonal számszerűen kifejezi az intenzív löszös porhullás során történő „szűrést” (WHITNEY 1993). Az aránylag nagyobb, több tíz mikronos szemcsék estükben a porfelhőben lévő finom (mikronos) port magukkal ragadják, kiszűrik. (Erre alapszik a környezetbarát aeroszol-mentesítés a szénalapú hőerőművek esetében, l. YEHEVISH et al. 2009).



3. ábra. FRIEDMAN (1976) diszkriminációs diagramjai a közepes szemcseméret (M_z), szórás (σ) és a ferdeség (S_k) között, a három löszréteg esetében

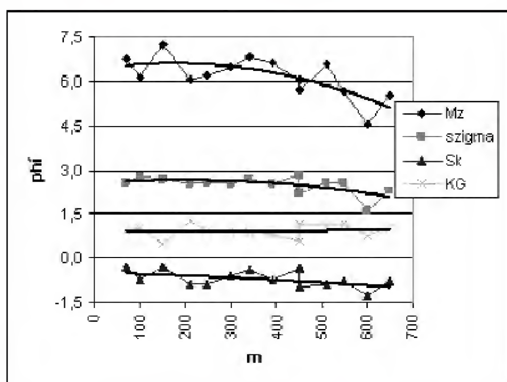
Az átlagos szemcseméret csökkenésével csökken a löszszemcsék osztályozottsága és ugyanakkor közeledik a szimmetrikus szemcseméret-eloszláshoz.

Figure 3. *FRIEDMANS' (1976) discrimination diagrams between mean grain size (Mz), dispersion (s) and skewness (Sk) for the samples of three loess levels*

By decreasing of the mean grain size, the selection degree of the grains is diminishing and the distribution of grain size classes is coming near to the simmetric distribution curve. Circle: l_1 loess level; asterisc: l_2 loess level; x, l_3 loess level

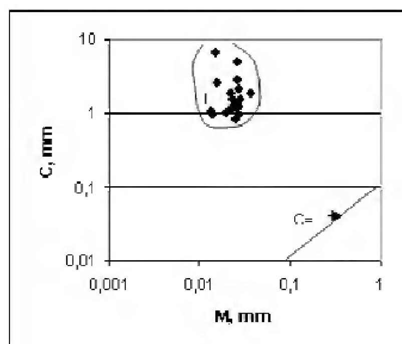
A löszök homogenitását függőleges irányban és a feltárás irányába egyaránt megvizsgáltuk. Erre az l_3 szint volt alkalmas, ahol egy keresztszelvényben több mintát vettünk. E célból felosztottuk a réteget három (felső, középső és alsó) alrétegre és megfigyeltük a variációs koefficiensek változását. A három szint között az értékek minimális eltérést mutatnak. Közülük a nagyobb különbség csak a ferdeségnél jelenik meg (max. 10%). Ezért az l_3 szintet a feltárt területen homogénnek lehet venni és keletkezését egy hosszú, folyamatosnak tekinthető porhulláshoz kötni.

Az l_3 szint a feltárás ÉNy–DK irányában a variációs koefficiensek a szórás kivételével jelentős változást mutatnak. Az egyaránt rosszul osztályozott üledék közepes szemcseméretnél M_z ~1ϕ amplitúdós oszcillációk láthatók és ez a csúcsossággal párhuzamosan kelet felé nő, ugyanakkor az eloszlás ferdesége is némileg növekszik (4. ábra). Ez egyértelműen arra utal, hogy az anyag szállítása délkelet felől északnyugat irányba történt, hosszú időn át szabályosan pulzáló szállító közegben. Ugyanakkor az üledék 50%-át (M) és 99%-át (C) jellemző szemcseméret összehasonlítása a PASSEGA-diagramban a bal felső sarkához közel, a lebegtetve (és nem görgetve) történt szállítást jelzi (5. ábra).



4. ábra. Az l_3 löszszint variációs koefficiensei a feltárás mentén, polinomiális trendvonalakkal

Figure 4. *The value of variation coefficients of l_3 loess level along the road cut, with polynomial trend lines*



5. ábra. A PASSEGA C/M diszkriminációs diagram az l_3 löszszint mintáival, amelyben a minták többsége a diagram felső harmadába, a lebegtetett szemcsék (I) mezőjébe esik

Figure 5. *The PASSEGA'S C/M discrimination diagram with samples of l_3 loess level, in which the majority of the samples plot in upper third of the diagram, showing the floating grains (I)*

A keleti irányból történt beáramlás magyarázatot ad a vizsgált löszös üledék magas finomfrakció-tartalmára. Annak ellenére, hogy az elektronmikroszkópos vizsgálat kevés, élein hasadozott, fagy által felaprózott kvarcpikkelyt mutat, a lösz agyag- és finomkőzetliszt-tartalma meghaladja a 20, sőt a 30%-ot is, ugyanakkor jelen vannak, ellentétben a talajokkal, a rendezett rácsszerkezetű, valószínűleg örökölt („*herited*") agyagásványok (montmorillonit, illit). Kézenfekvő, hogy az adott időszakban a szél a közeli, átfagyás által fellazított, finomszemcsés (oligocén, miocén, alsó-pleisztocén) üledékeket is felbolygatta; erre többek között a talajokon végzett pollenvizsgálatok során talált áthalmozott egyedek is utalnak (III. táblázat). Ugyancsak figyelembe kell venni a berceli lösz relatíve nagy karbonáttartalmát, amely az elektronmikroszkópos felvételek alapján főleg fitogén eredetű mikronos szemcsékben jelenik meg és a 0,005 mm alatti szemcsetartományba koncentrálódik. (A növényi szövetek „száraz" lebomlására vonatkozóan l. HARASZTI 2004).

Talajok. A t_1 és t_2 jelű talajok ásványi anyaga között lényeges minőségi különbség nincs, eltekintve a helyenként

III. táblázat. A feltárt talajszintek spóra- és pollentartalma

Table III. *Spore and pollen content of outcropping soil levels*

Talajszint	t_1	t_3	t_2	t_3	t_3	t_3	t_1	t_2	t_1	t_3
Spóra és pollen	702	801	1505	2006	2105	3701	3906	4504	5201	5508
FITOPLANKTON (édesvízi) POLYPODIACEAE	x	+	x	+	+	x	+	x	+	+
Laevigatosporites		I	I	I	I	I	I	x	I	I
Verrucatosporites		x			x				x	
SALVINIACEAE		x	x	x	x				x	
MUSCINEAE-BRYACEAE										
Muscii sp.	x	+	+	+	+	+	+	x	+	+
Corrusporis	x	++	+++	++	++	+	+	x	++	+
Stereisporites		+	+	+	+	+	+	x	x	+
CONIFERAE										
Pinus sg. *diploxylon*		+	+	+	+	+	x		x	x
Abies sp.		x			x					
EPHEDRALE										
Ephedra sp.				I	x					
ANGIOSPERMAE										
MONOCOTILEDONATE										
Gramineae Sparganium		x +		 +	x x					
DICOTILEDONATE										
Nymphaeaceae		x		I	I		x		x	
Quercus		I	I	I	x	x			x	
Alnus		+	+	+	x	x	x		x	
Corylus		x	x	x		x			x	x
Lonicera		+			x					
Artemisia		+	x	+	x	x	x		x	x
Compositae sp.1		+	x	+	x	x	x	x	x	x
Compositae sp.2	x	I	x	I	x	x	x		x	x
Chenopodiaceae	x	x								x
Eleagnaceae			x	x	I		x			
Tilia			x	x	+		x			
MIOCÉN áthalmozás: *Pinus*, *Engelhardtia*, *Momipites*			+	++	x	x				

+++ Tömeges mennyiség; ++ Sok példány; + Néhány példány; x, Szórványos megjelenés.

+++ Massive aparition; ++ Many pieces; + A few pieces; x Insulated apparition.

felhalmozódott karbonáttól és vasásványoktól. Lényeges viszont a különbség a szemcseméret és a szemcsefrakciók eloszlása között.

Mindkét szint agyagos kőzetlisztnek minősül, nagyjából 40% fölötti agyagfrakcióval, 10% alatti homoktartalommal. Az agyagfrakció részaránya mintánként gyakorlatilag nem változik, míg a FOLK-WARD módszerrel számított közepes szemcseméret keleti irányban csökkenő, a szórás növekvő tendenciát mutat.

Megjegyzendő, hogy a röntgendiffrakciós vizsgálatok alapján a löszhöz mérten csak kis arányú agyagásvány-dúsulás mutatható ki. Tudjuk viszont, hogy a difrakto-

gramokon megjelenő agyagásványcsúcsok laposak, harangszerűek, amely a talajokra jellemző rendezetlen rácsszerkezetre utalnak. Feltételezhető, hogy a finomszemű („agyagos") frakció jelentős részét, a „fizikai agyag" (Ø<0,005 mm-es törmelékes ásványok, nagyrészt kvarc) mellett a karbonát és a vaskolloidok adják. Úgy a felaprózódott kvarc (esetenként a fitolitok?), mint a karbonát és a vaskolloidok is a talajképződés jellegzetes velejárói.

Homok. A löszszinteket fedő három homokréteg egymáshoz viszonyítva nem csak ásványtanilag és a szemcsealak alapján, hanem a szemcseeloszlások variációs koefficienseinek alapján is elkülöníthetők. A h_3 homokréteg a legjobban osztályozott, míg a h_1 és h_2 rétegekben jelentős mennyiségben található a finom frakció. A variációs koefficiensek alapján a vizsgált homok egyértelműen folyóvízi eredetű. Ismerve a minták ásványi összetételét, ez az eredet nem csak a jelen lévő üledékre, hanem arra az idősebb homokra vonatkozik, amelyből a három réteg anyaga származik.

Paleontológiai vizsgálatok eredményei

Az útbevágás talajainak vizsgálatát kiegészítettük: pollenanalízissel a löszben és homokrétegben talált csigafauna értékelésével, és a csigahéjakból vett minták ^{14}C kormeghatározásával.

Pollenanalízis

A három talajszintből vett minták spóra- és pollentartalmát Iustin PETRESCU (Kolozsvári Babeş-Bolyai Egyetem) határozta meg (III. táblázat).

Az eredményeket összehasonlítva, látható, hogy a t_1 és t_2 rétegek pollenspektruma meglehetősen egyveretű. Mindkettőben jelen vannak a hidegtűrő fajok mellett (páfrányok, *Pinus*) a melegebb éghajlatra jellemző fajok (*Tilia, Corylus*), a száraz styeppen élő *Artemisia* és a *Chenopodiaceae* pollenje és a nedves élőhelyeket preferáló *Alnus*, a fészkes virágúak, és főleg a nagy mennyiségben megjelenő mohák spórái (*Cornusporis*). A tündérrózsa és a vízi plankton jelenléte időszakos vízfedésre, pocsolyák jelenlétére, tehát jelentős csapadékmennyiségre utal.

A t_3 fedő talajrétegből vett 6 minta pollentartalma jelentős mértékben különbözik úgy a két löszbe temetett talaj, mint a környék (Abony: RAJNA & KALMÁR 2009; Dabas: KALMÁR 2010; Vecsés-Üllő: PATAY 2006) recens–szubrecens talajrétegeinek spektrumától. A humuszban gazdag homokos-kőzetlisztes üledék ezek szerint egy fosszilis talaj, amelyben magas részarányban van jelen a hidegtűrő harasztok, fenyőfélék és a sztyepp egy- és kétszikű növényeinek pollenje, de már nagy számban találunk nedvességet igénylő mohaspórákat, gyékényféléket (*Sparganium*), égerpollent, melegebb klímát jelző lágyszárúakat és faféléket, köztük a mogyorót is.

Gasztropodafauna

Az útbevágás két pontján jelentős mennyiségű csigahéjat találtunk, amelyek KROLOPP (2004) dolgozott fel.

A 4251. minta a szelvény 425. méterénél az l_1 löszrétegből való, ahol a csigahéjak egy ~40 cm-es lencsés, világosabb színű betelepülésben jelennek meg. A mintából kiiszapolt csigafajok a következők:

Succinea oblonga DRAP	166 db
Pupilla muscorum (L.)	61 db
Pupilla sterni (VOITH)	64 db
Pupilla loessica LOZ.	270 db
Vallonia tenuilabris (A. BRAUN)	82 db
Limacidae indet.	3 db
Helicopsis striata (MÜLL.)	22 db
Összesen	**668 db**

A csigaházak egészek, jóformán érintetlenek, koptatásmentesek, belsejüket finom üledék tölti ki. A *Helicopsis* kivételével jellegzetes, szárazság- és hidegtűrő pleisztocén löszcsigák, amelyek a *Succinea* által jelzett nedvesebb foltokon a sztyepp füveivel táplálkoztak és — akárcsak jelenleg Belső-Ázsia pusztáin — egy-egy zöldebb területen fürtökben csüngtek a fűszálakon.

A 3006. minta a szelvény 300. méterénél a h_1 homokréteg aljáról, egy kis mélyedésből származik. A homokból kiválogatott csigahéjak a következő fajokhoz tartoznak:

Succinea oblonga DRAP	65 db
Chondrula tridens (MÜLL.)	1 db
Helicopsis striata (MÜLL.)	30 db
Helicella obvia (L.)	5 db
Pupilla muscorum (L.).	2 db
Trichia hispida (L.)	1 db
Összesen	**104 db**

Ezen kívül nagy mennyiségű, azonosíthatatlan héjtöredék is található. A csigahéjak nagy része koptatott, repedezett, letört apexszel (*Chondrula*), részben üresek, részben sárga porral vannak kitöltve. Jogosan feltételezhető, hogy a jellegzetes löszcsigák és meleg, nedves élőhelyhez kötődő fajok keveréke másodlagos, áthalmozott asszociáció és nem alkalmas őskörnyezeti rekonstrukcióra.

Radiogenetikus kormeghatározás

A 4251. minta iszapolt csigahéjainak 25 g anyagán az MTA Atommagkutató Intézete Hertelendi Környezetanalitikai Laboratóriumában (Debrecen) ^{14}C kormeghatározást végeztek SUDÁR Sándorné SVINGOR Éva vezetésével.

A felmorzsolt mintából a finomszemcsés agyagos tapadék és kitöltést szitálással és többszöri, ultrahangos átmosással távolították el. A héjtöredékek felületéről a kontaminált réteg savas eltávolítása után a megmaradt karbonátot savazással CO_2-re konvertálták, aktív szénen és folyékony nitrogénen tisztították meg (CSONGOR et al. 1982), majd a szénsavval teli edényt két hónapig tárolták, az esetleges radon lebomlásáig (HERTELENDI 1990). A szénsavban lévő ^{14}C aktivitását GPC (gázarányos detektor) módszerrel mérték, 0,5% pontossággal (HERTELENDI et al.

IV. táblázat. A 4251. minta csigahéjain történt kormeghatározás eredménye

Table IV. *Age determination of snail shells of sample No. 4251*

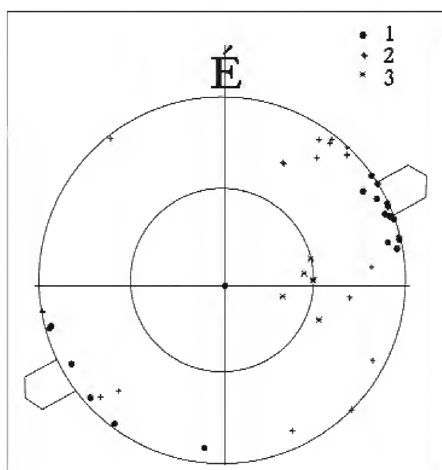
Labor kód	Minta	$\delta^{13}C_{VPDB}$ ± 0.2 [‰]	Becsült radiokarbon kor (BP)	Kalibrált kor (BChr) (1σ)
deb-16196	4251/1 csigaház	-8,8	19.750 ± 350	18.740 16.760

1989), és a $\delta^{13}C_{VPDB}$ (‰) értékét ThermoFinnigan Delta^PLUS^ XP tömegspektrométerrelhatározták meg.

A fentiek alapján a IV. táblázatban látható mérés eredménye a helyben felhalmozódott, diagenetikus hatásoktól mentes csigaházak korára vonatkozik. Hogy ez mi módon illeszkedik be a magyarországi lösz kronosztratigráfiájába, arra a későbbiekben visszatérünk.

Neotektonika

A vízszintes településű löszben töréses folyamatok nyomait lehetett követni. E célból méréseket végeztünk az útbevágás keleti felében észlelt szubvertikális repedéseken (*joint*) és feltérképeztük a mikrovetősíkokat is. A 6. ábrán lévő, FODOR László jóvoltából megszerkesztett sztereogramokon látható, hogy a jelentős mértékben szóródó mészereket követő „száraz” (kitöltetlen), tehát szakításos szubvertikális repedések nagy részének pólusai 26–75°, ill. 235–260° irányban vetülnek. Ezeket térben és időben ugyancsak ÉK irányú, kis dőlésű, csúszásos, 4–20 cm-es elvetésű mikrovetők követik. Mindezek megállnak — a paksi M6 autópályán észleltekkel ellentétben (MAGYARI et al. 2011) — a holocénnek minősített homokréteg alatt. A felmért törési elemek feltételezhetően ÉK-i illetve DNy-i irányú szakítóerőkre utalnak, amely a Kálvin-hegy és környezete kiemelkedésével hozható összefüggésbe. Ugyanakkor — a dörzstükrök vetőkarcainak elmosódott jellegét is figyelembe véve — nem kizárható a vízszintes elmozdulás sem. Megjegyzendő, hogy a csúszási felületek akkor keletkezhettek, amikor a feltételezett kiemelkedés már folyamatban volt, tehát a lösztömeg keleti oldala szabad felületként viselkedett.



6. ábra. A feltárás repedései (1), mészerei (2) és mikrovetői (3). A nyilak a töréses deformáció irányát jelzik

Figure 6. *The "dry" joints (1), the lime filled veins (2) and the micro-faults (3) of outcrops. The arrows mark the direction of brittle deformation*

Diagenezis

A vizsgált üledékekben leülepedésüket követően gyenge, de észlelhető változások mentek végbe. Ezek az agyagásványokon, a karbonátokon és a vaskolloidokon voltak észlelhetők.

A löszben aránylag rendezett rácsszerkezetű (örökölt) agyagásványok bázisreflexiói a t_1 és t_2 talajok difraktogramjain (pl. 2103., 3003. mintáknál) szétterülnek, a rácsszerkezet felbomlik, degradálódik, valószínűleg a talajosodási folyamatok eredményeként.

A karbonátok már a löszhulláskor is jelen voltak. Ezek eredetileg a növényekben elraktározott Ca-vegyületek „száraz” lebomlása (korhadása) során keletkeznek (HARASZTI 2004), majd a pórusokban lefelé szivárgó, kevés csapadékvíz hatására részben kioldódnak és ott csapódnak le, konkréciókat, mésszel cementezett padokat képezve, ahol a szivárgás útjában vízzáró réteg vagy (függő?) talajvízszint került. A mészkonkréciókban már eleve szétvált a magnézium-mentes kalcit és a dolomit, amint ez a vékony csiszolatokban is látható (I. tábla, 3. kép). A karbonátkicsapódás utolsó fázisa a löszpadokat átszelő repedések kitöltésében, valamint a vetők mentén jelenik meg.

A vaskolloidok, amelyek SCHWERTMANN & CORNELL (2000) szerint a növényrészek *nedves* közegben történő lebomlása folyamán keletkeznek, a talaj savas oldataival együtt leszivárognak az altalajba és ott kicsapódnak, a vörös színért felelős vas-oxi-hidroxidok formájában, esetenként vasborsókba tömörülve. A mikroszkópos vizsgálat azt mutatja, hogy a vasásványok felülírják a karbonátokat, esetenként kitöltik a mészkonkréciók pórusait, repedéseit (I. tábla, 2. kép), tehát a vaskolloidok kicsapódása a már szilárd mészgumókra vagy mészgumókba történt. A mintákban jelen van a jól polírozható, kristályos goethit és a kolloidális limonit is, amely az agyagos alapanyagban képez szabálytalan mezőket (I. tábla, 8. kép). A vas mozgása tehát egyértelműen a lösz (és a fölötte lévő homok) talajosodásához kötődik.

Következtetések: kor és környezet

A feltárás a tanulmányozott szelvények közül a pleisztocénnel fedett terület Magyarország középső-északi területén fekszik. Az üledékek korára és környezeti sajátosságaira vonatkozó információk a helyhez legközelebb eső mendei és jászfelsőszentgyörgyi szelvényekhez viszonyíthatók.

A mendei téglagyár 30 m vastag löszösszletét PÉCSI et al. (1979) vizsgálták. A szerzők a felső ún. „Dunaújváros–Tápiósüly löszkomplexben", amelyet jelentős homoktartalom jellemez, egy magasabb humusztartalmú szintet azonosítottak, amely a löszkomplexet kettéválasztja. Ebben a szintben nyírből, cirbolyafenyőből és vörösfenyőből származó faszenet írtak le, 16 750±400 éves ^{14}C korral. A tajga típusú erdő hideg, de nedves időszakot jelez, a késő-würmi eljegesedés csúcsát követően. E szint, h_1 jelzéssel a „Fiatal lösz felső része" legfelső humuszos szintjeként („humous horizon") 16–17 ka (feltételesen W_3) korral jelenik meg PÉCSI (1995) táblázatában. Ugyanakkor a felső „Dunaújváros–Tápiósüly löszkomplexel" korrelált Udvari U–2A fúrásban lévő löszben a Ps1 talajszint, mágneses szuszceptibilitás, oxigénizotóp és mágneses polaritás alapján KOLOSZÁR & MARSI (2007) szerint a ^{14}C mérés határán (~44 ka) fekszik és nem erdőtalaj, hanem csernozjom jellegű.

A jászfelsőszentgyörgyi Szúnyogos és a Székes dűlőkön végzett feltárás során (SÜMEGI 2005) az eltemetett talajrétegből előkerült rénszarvas csontmaradványok ^{14}C kora 18 500±500 év, a graveti kultúra kőeszközeinek korával van összhangban. Ez a réteg is a késő-würmi eljegesedés lecsengő fázisában keletkezett.

A ^{14}C adatunk és az l_1 réteg fedőjében megjelenő, javarészt hidegtűrő csigafajokból álló asszociáció a mendei szelvény felső, késő-würm korú „Mende-Basaharc komplexummal" korrelálható (17 000–10 500 BP). A csigafauna a hideg sivataghoz viszonyítva csapadékosabb időszakra utal, de a felmelegedést feltételező fás növények megjelenése a t_1 szintig még nem történt meg. Ha viszont a földrajzi távolság dacára elfogadjuk a dél-dunántúli lösszel való korreláció lehetőségét, akkor vagy a mendei szelvény koradatai, vagy az általunk mért ^{14}C kor nem értelmezhető. Ami a paleotalaj minősítését illeti, a dél-dunántúli térség fiatal löszében a szerzők szerint a csernozjom típus a jellemző, míg a ceglédberceli t_1 és t_2 paleotalaj, mechanikai és ásványtani összetétele alapján inkább a barna erdőtalajok felé mutat. Ezeknek az ellentmondásoknak a feloldására a ceglédberceli feltárásnál jelentősen nagyobb terület részletes vizsgálatára lenne szükség. Ami a szelvény vizsgálata alapján megállapítható, az az üledékképződés térben és időben történő változására korlátozódik.

A vizsgált szelvényen belül az üledékképzés négy, (szél)eróziós felületekkel és vasas bekérgeződésekkel határolt, szakaszban történt.

1. Az l_1 lösz, a rajta kifejlődött t_1+t_2 talaj és (valószínűleg) a talajok közé betelepült, áthalmozott l_2 szint.
2. A t_2 talajra és helyenként a l_2 löszre települő l_3 lösz, aljában áthalmozott talajlencsékkel. Az l_1 és l_3 löszök szerkezeti–szöveti és ásványtani szempontból egyneműek, eolikus eredetük valószínűsíthető, míg az l_2 szintnél egy minimális vízi szállítás nem zárható ki.
3. A három, egymástól helyi jellegű eróziós felületekkel tagolt, folyóvíz által szétterített homokréteg és
4. az ezt fedő t_3 talajréteg.

Ez az utóbbi kora pollenek alapján a kora-holocén beli klímaoptimum QC fázisához köthető (~8 000 BP) és ezért az alatta lévő homokrétegeket a kora-holocén idősebb, csapadékosabb időszakaira tehetjük.

A fentebb említett l_3 szintre vonatkozó, nagyobb mintaszámú észlelések és a variációs koefficiensek ÉK–DNy irányú lefutása alapján feltételezhető, hogy a lebegtetett poranyag ebből az irányból jőve, hosszú időn át aránylag egyenletesen terítődött szét a jelenlegi Kálvin-hegy területén. Hogy ez a „hosszú idő" földtani léptékben hogyan értelmezhető, ezt jelenleg nehéz meghatározni, ugyanis az l_3 szint egy (szél)eróziós felületre települ és az alsó-holocén homok úgyszintén a lepusztult l_3 lösz után keletkezett, méteres nagyságrendű árkokat mélyítve belé. Ezért feltételezhető, hogy (függetlenül a korrelációs lehetőségektől), a 4251/1 csigaház-minta ^{14}C korától az általánosan elfogadott 10 000 éves holocén-pleisztocén határig lévő 9 000 évet a (t_1+l_2+t_2) „Dunaújváros–Tápiósülyi rétegek" részben kitöltik (~3 000 év). Így az l_3 szintet képező tényleges porhullásra mindössze néhány ezer év maradt.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők ez alkalommal nyilvánítják köszönetüket a Vegyépszer telephelyvezetőjének, VARGA Barbarának és KOVÁCS Jenő építésvezetőnek a terepi munkák alkalmával nyújtott segítségért. A laboratóriumi munkák során kapott értékes eredményekért PARTÉNYI Zoltánnénak (szediment), KOVÁCS-PÁLFFY Péternek és KÓNYA Péternek (XRD), elektronmikroszkópos vizsgálatainkért STEFÁNIAY Vilmosnak, a tektonikai elemek értelmezéséért FODOR Lászlónak, a szöveg kritikus lektorálásáért MARSI Istvánnak és SZENTPÉTERY Ildikónak mondunk köszönetet.

Irodalom — References

BALLA GY. 1959: A Monor–Ceglédbercel löszhát geomorfológiája. — *Földrajzi Értesítő* **I,** 27–53.

BINDA, P. L. 1983: On the skewness of some eolian sands from Saudi Arabia — *Eolian sediments and processes*. Elsevier, Amsterdam, 27–36.

BÓNÉ, A., DUDÁS A. I., HORVÁTH I., ÓDOR L. & SCHLACHTA G. 1973: A ceglédi kutatási terület összefoglaló jelentése. — *Kézirat,* Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, 46 p.

CSONGOR, É., SZABÓ, I. & HERTELENDI, E. 1982. Preparation of counting gas of proportional counters for radiocarbon dating. — *Radiochemical and Radioanalytical Letters* **55,** 303–307.

FAROUK, H. & SELIM, M. 2001: Proximal and distal transport of mineral particles in wind blowed sands; an example, Hassi Mesoud Area, Southern Sahara, Algeria. — *XI^th^ Saharean Conference: The Desertic Areas and their environmental problems 14–21/10/2000 Alger,* Abstr., 16–17.

FOLK, R. L. & WARD, W. C. 1957: Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters. — *Journal of Sedimentary Petrology* **27,** 3–27.

FRIEDMANN, G. M. 1976: Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. — *Journal Sedimentary Petrology* **31/4,** 514–529.

GÜLL V. 1907: Agrogeológiai jegyzetek az Irsa, Cegléd és Örkény közötti területről. — *A Magyar Kir. Földtani Intézet Évi Jelentése az 1906. évről,* 187–196.

HAJÓS M. 1950: Jelentés a Kunszentmiklós 5162/4, Cegléd 5163/2 1:25.000-es részletes térképlap földtani felvételéről. — *Kézirat,* Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, 37 p.

HARASZTI Á. (szerk.) 2004: *A növényélettan alapjai.* — Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest 798 p.

HERTELENDI, E., CSONGOR, É., ZÁBORSZKY, L., MOLNÁR, J., GÁL, J., GYÖRFFI, M. & NAGY, S. 1989. A counter system for high-precision ^{14}C dating. — *Radiocarbon* **31,** 399–406.

HERTELENDI, E. 1990: Sources of random error in the Debrecen radiocarbon laboratory. — *Radiocarbon* **32,** 283–287

JUHÁSZ Á. 1964: Adatok a Duna–Tisza köze É-i részének mélyföldtanához. — *Földtani Közlöny* **94/ 2,** 184–194.

KALMÁR, J. 1993: The geology of the Gödöllő agrogeological model area and its environs — *Annual Report of Geological Institute of Hungary* **1991/II,** 333–345

KALMÁR J. 2010: A Dabas 18 és 19 lelőhelyek körüli terület őskörnyezeti feltárása földtani módszerek alkalmazásával. — *Kézirat,* Stonehedge Kft., Budaörs, 20 p.

KŐRÖSSI L. 1953: Adatok az Alföld ÉNy-i részének földtani ismeretéhez. — *Földtani Közlöny* **83/1,** 3–12.

KROLOPP E. 2004: Cegléd környéki minták malakológiai vizsgálata. — *Kézirat*, MFGI, Környzetföldtani Osztály archívuma, 3 p.

KUTI L. 1973: Jelentés a ceglédi (L 64–28) térképlap löszterületeinek feltárásáról. — *Kézirat,* Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, 28. p.

KUTI L., MÜLLER T., SZENTPÉTERI I. & VATAI J. 2000: Cegléd. — *Magyarország agrogeológiai térképei.* 1:100 000. *Kézirat*, MFGI, Környzetföldtani Osztály archívuma, 15 p.

MAGYAR Á., MARSI I., THAMÓ-BOZSÓ E. 2011: Üledékföldtani és tektonikai megfigyelések az M6 autópálya Paks környéki szelvényeiben. — *Erdélyi Műszaki Tudományos Társaság, XIII. Bányászati, kohászati és földtani konferencia, Gyergyószentmiklós,* 237–238.

MOLNÁR B. 1981: *Szedimentológia I.* — *Egyetemi jegyzet,* JATE Természettudományi Kar, Földtani és Őslénytani Tanszék 298 p.

PASSEGA, R. 1964: Grain size representation by CM patterns as a geological tool. — *Journal of Sedimentary Petrology* **34/4,** 830–847.

PATAY R. 2006: Vecsés 4 lelőhely. — In: TARI E. (szerk.): *Régészeti kutatások másfél millió négyzetméteren. Autópálya és gyorsforgalmi utak építését megelőző régészeti feltárások Pest Megyében, 2001–2006.* Szentendre, 51–56.

PÉCSI, M., SZEBÉNYI, E. & PEVZNER, M. A. 1979: Pleistocene litho- and chronostratigraphical type profile from the exposure Mende. — *Acta Geologica Hungarica* **22,** 371–390.

PÉCSI, M. 1995: Loess stratigraphy and Quaternary climatic change. — *Loess in Form,* Geographical Research Institute of Hungarian Academy of Sciences **3,** 23–30.

RAJNA A. & KALMÁR J. 2009: Őskörnyezeti rekonstrukció az Abony ásatási területen. — *Kézirat,* Pest Megyei Múzeumok Igazgatósága, Szentendre, 20 p.

RÓNAI A. 1956: A magyar medencék talajvize, az országos talajvíz térképező munka eredményei — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **46,** 209 p.

RÓNAI A. 1960: L 34–28 Cegléd 100 000-es lap földtani és talajtani térképeknek a magyarázata. Jelentés az 1959. évről. — *Kézirat,* Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, 24 p.

ROTARIDESZ M. 1950: Jelentés az 1950. évi VI. hóban az 5053/3 Monor, 5063/4 Tápiószentmárton, 5163/2 Cegléd és 5163/3 Jászkarajenő térképlapok területén a pleisztocén faunagyűjtésről és naplószerű jegyzéseinek másolatáról. — *Kézirat,* Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, 86 p.

SCHAREK P. 1984: A Gödöllői-dombság mérnökgeológiai viszonyai — *Egyetemi Doktori Értekezés*, ELTE, 166 p.

SCHWERTMANN, U. & CORNEL, R. M. 2000: *Iron Oxides in Field and in the Laboratory. Preparation and Characterisation. II. ed.* — Wiley VHC., Weinheim, N.Y., Chirchester, Brisbaine, Singapore, Toronto, 67–91.

SÜMEGHY J. 1952: Földtani adatok a Duna–Tisza köze északi részéről — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1948-ról,* 85–99.

SÜMEGI, P. 2005: *Loess and Upper Paleolitic environment in Hungary. An introduction to the Environmental History of Hungary.* — Aurea, Nagykovácsi, 312 p.

SZENTES F. 1958: Budapest és környékének földtani térképe (M=1:75 000). — In: PÉCSI M. (szerk.): *Budapest természeti képe.* — Akadémiai Kiadó, 744 p

SZUROVY G. 1951: Jelentés az 1950. évi alföldi felvételekről, Cegléd, Kunszentmiklós, homok, iszap. — *Kézirat,* Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, 31 p.

TREITZ P. 1927: *Lacháza–Cegléd–Jászberény–Szolnok–Szeged–Szabadka sziksós területei.* — *Jászberényi szódagyár.* — *Kézirat,* Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, 32 p.

VELICHKO, A. A. & TIMIRIEVA, S. V. 1995: Morphoscopy and Morphometry of quartz grains from loess and buried soil layers. — *Geojournal* **36/2–3,** 142–149,

VITÁLIS I. 1945: Jelentés Nyíregyháza–Hajdúszoboszló–Ceglédbercel sziksó előfordulásairól. — *Kézirat,* Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, 13 p.

WHITNEY, R. 1993: The physical basis of sand transportation and sedimentation, an example, the Crazzy Jack Dune Fields, Southern Gibbson Desert, Australia. — *Proc. XVII^th^ Conference of the South-Asian and Australian Group of Sedimentology, IUGS, Australia,* Abstr. **II** 163–165.

YEHEYISH, M. B., SHANG, J. Q. & YANFUL, E.K. 2009: Chemical and mineralogical transformations of coal fly ash after landfilling. — *World of Coal Ash Conference, Lexington, Kentucky,* 223–234.

Kézirat beérkezett: 2011. 05. 19.

I. tábla — Table I

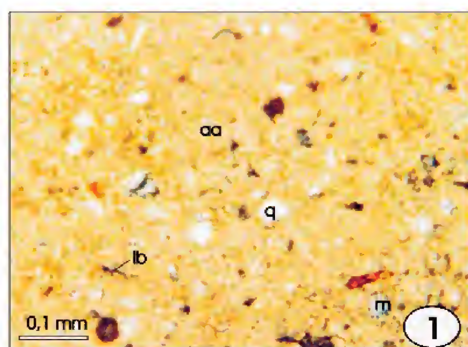
1. kép. Lösz vékonycsiszolatban. q =kvarc, m =muszkovit; b =biotit; aa =agyagos-karbonátos alapanyag. l_1 löszréteg, 3001. minta, II nikolok.
Photo 1. Loess thin section. q = quartz; m =muscovite; b =biotite; aa =clayey-carbonatic groundmass. l_1 *loess level, sample No. 3001, II nichols.*
2. kép. cc = pátos kalcit; aa = agyagos-karbonátos alapanyag; l = limonit érkitöltés és konkréciók, amelyek a pátos kalcitot felülírják. l_1 löszréteg, 5801. minta, II nikolok.
Photo 2. cc = sparry calcite; aa = clayey-carbonatic groundmass; l = limonite vein filling and concretions, which overwrite sparry calcite grains. l_1 *loess level, sample No. 5801, II nichols.*
3. kép. Mészkonkréció az eltemetett talajréteg aljából. cc = pátos kalcit; c+a = mikrites karbonát+agyagásvány alapanyag. t_1 talajréteg, 3902. minta, II nikolok.
Photo 3. Lime concretion from the bottom of t_1 *burried soil level. cc = sparry calcite; aa = micritic-clayey groundmass. Sample No. 3902, II nichols.*
4. kép. Gombaspóra (fs) és kvarcszemcsék (q). t_1 talajréteg, 3902. minta, II nikolok.
Photo 4. Fungi spore (fs) and quartz grains (q). t_1 *burried soil level; sample No. 3902, II nichols.*
5. kép. q = kvarc; cc = pátos kalcit; s = csigahéjtöredék a t_2 eltemetett talajrétegben. A nyíl az üledék irányítottságát mutatja. 2301. minta, II nikolok.
Photo 5. q = quartz; cc = sparry calcite; s = snail shell fragment in t_2 *burried soil level. The arrow indicates the orientation of the sediment.*
6. kép. q = kvarc és hb = hornblende szemcsék, a humuszgéllel (h) cementált h_2 homokrétegben. 1505. minta; + nikolok.
Photo 6. q = quartz and hb = hornblende grains in h_2 *sand level cemented with humic gel (h),* h_2 *sand level, sample No. 1505, + nichols.*
7. kép. Hajszálgyökér (sötétbarba), pátos kalcitkoszorúval (cc), q = kvarcszemcsék. t_2 talajréteg, 901. minta, II nikolok.
Photo 7. Hair root (dark brown) with sparry calcite rim (cc); q = quartz grains. t_2 *soil level, sample No. 901, II nichols.*
8. kép. Vas-oxidos konkréció a t_1 talajszint tetejéből. goe = goethit; col = vas-hidroxid kolloid, q = kvarc; l+aa = limonitos-agyagos alapanyag. 3903. minta, felületi csiszolat.
Photo 8. Iron oxyde concretion from the top of t_1 *soil level. goe = goethite; col = colloidal iron hydroxide; q = quartz; l+aa = limonitic-clayey groundmass. Sample No. 3903, polished section.*

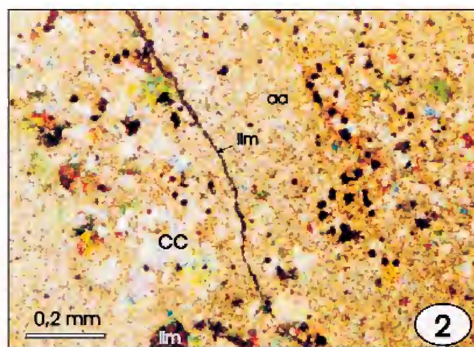
II. tábla — Table II

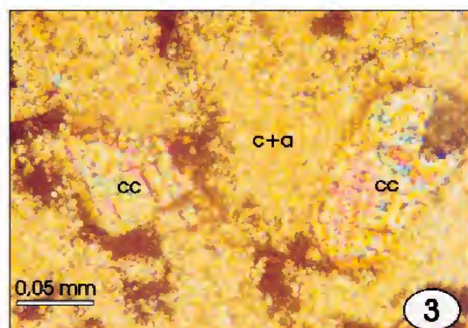
Pásztázó elektron mikroszkóp képek — Scanning elektron microscope images

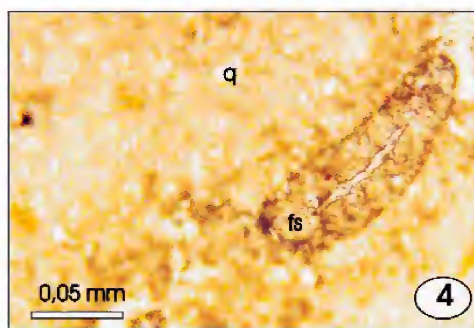
1. kép. Az l_3 lösz kártyavár szerkezete. q = pikkelyes kvarcszemcsék; aa = lemezes agyagásványok; cc = karbonát. 1802. minta.
Photo 1. Playcard castle structure of l_3 *loess. q = scally quartz grains; aa = platty clay minerals; cc = carbonate. Sample No. 1802.*
2. kép. Éles peremű, fűrészfogas, pikkelyes kvarcszemcsék (q) és agyagásványok (aa) az l_2 löszben. 3601. minta.
Photo 2. Scally, sharp edged, serrulated quartz grains (q) and clay minerals (aa) in l_2 *loess, sample No. 3601.*
3. kép. Kvarcszemcse deráziós barázdákkal (db) és egy fagyási repedéssel. l_2 löszréteg, 3902. minta.
Photo 3. Quartz sand grain (q) with derazion strips (db) and a gelation crack. l_2 *loess level, sample No. 3902.*
4. kép. Deráziós barázdák a koptatott élű kvarc homokszemcsén. l_2 löszréteg leválasztott homokfrakciója, 3902. minta.
Photo 4. Derazion strips on quartz sand grains with abraded edges from sand fraction of l_2 *loess, sample No. 3902.*
5. kép. Karbonát- és kvarcaggregátum, csipkés montmorillonit-lemezekkel, a t_2 talajrétegből vett 3405. mintában.
Photo 5. Carbonate and quartz aggregate with laced montmorillonite sheets from t_2 *soil level, sample No. 3405.*
6. kép. Sajátalakú kalcit (cc), lemezes agyagásványok (aa) és kvarc (q). t_2 talajréteg, 3405. minta.
Photo 6. Euhedral calcite (cc), platty clay minerals (aa) and quartz (q). t_2 *soil level, sample No. 3405.*
7. kép. Kvarcszemcse, kovapikkelyekkel és kioldási üregekkel. h_2 homokréteg, 3405. minta.
Photo 7. Quartz grain with silica scales and dissolution voids. h_2 *sand level, sample No. 3405.*
8. kép. Szegletes és éleiken lekerekített kvarcszemcsék, deráziós barázdákkal (középen). h_2 homokréteg, 3405. minta.
Photo 8. Angular quarz grains and grains with rounded edges and dearzion strips (in centre of image). h_2 *sand level, sample No. 3405.*

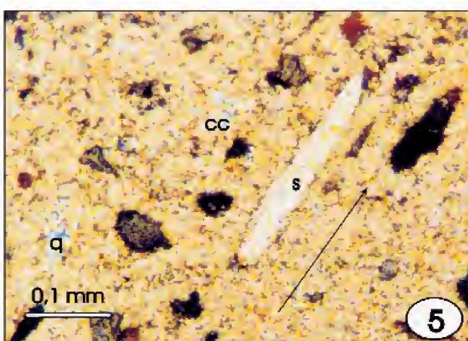
I. tábla — Table I

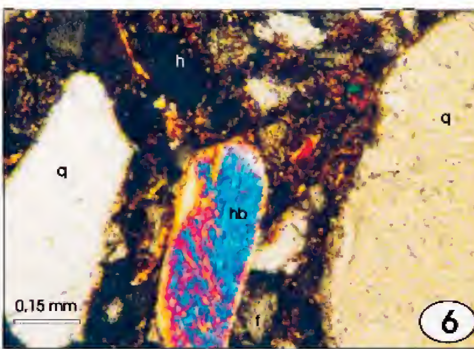


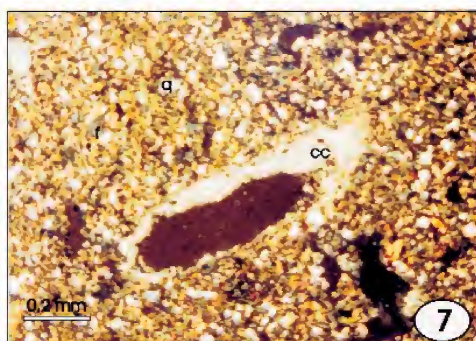


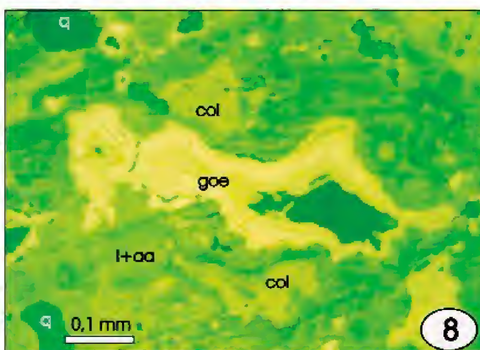




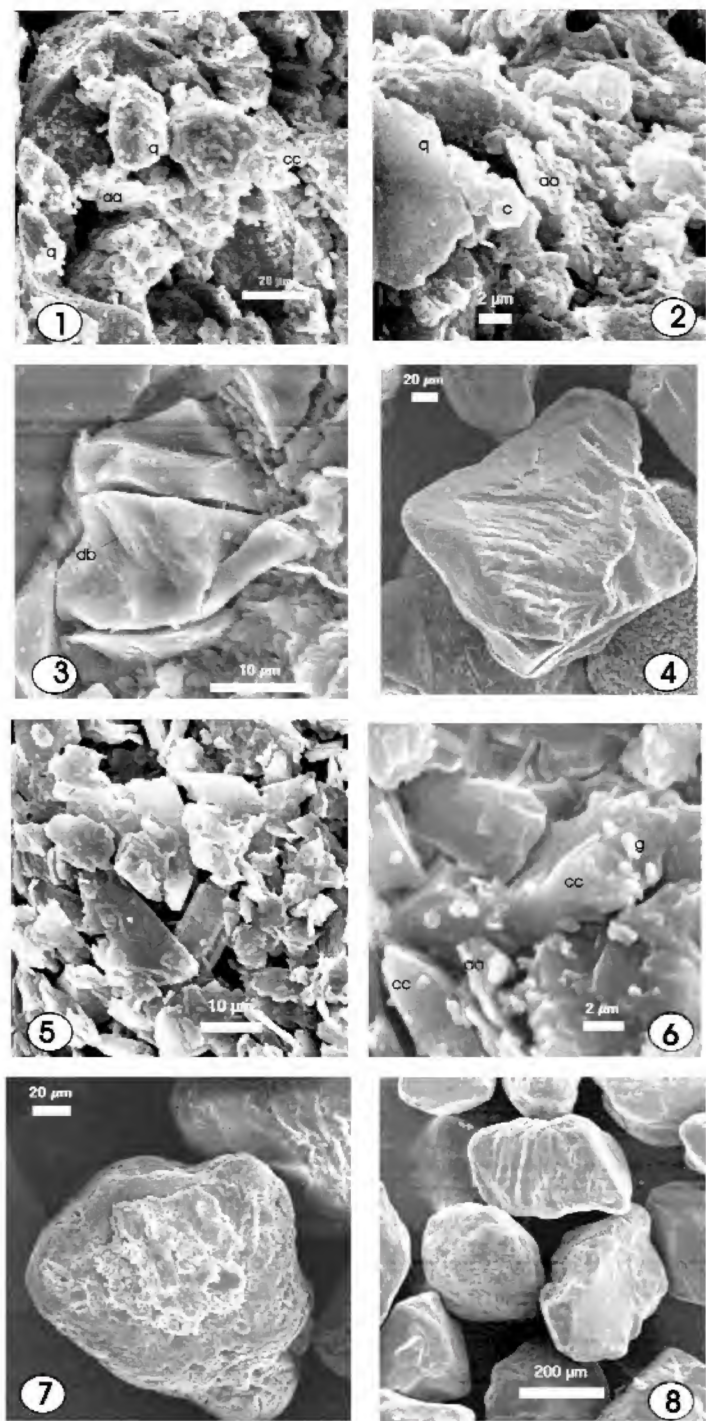








II. tábla — Table II



Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
142/3, 287–306., Budapest, 2012

Heterogén szerkezetű és összetételű, IVA szerkezeti jellegű kaposfüredi (kaposvári) vasmeteorit

KUBOVICS IMRE[1], BENDŐ ZSOLT[1], DITRÓI-PUSKÁS ZUÁRD[1], BARTHA ANDRÁS[2], LOVAS GYÖRGY[3]

[1] ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest Pázmány P. sétány 1/C
[2] Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.
[3] ELTE Ásványtani Tanszék, 1117 Budapest Pázmány P. sétány 1/C

IVA structural type iron meteorite from Kaposfüred (Kaposvár) with heterogeneous structure and composition

Abstract

The Kaposfüred iron meteorite fell in 1995 with a total weight of 2303 g. It is a IVA type octahedrite with varying main element composition in the different parts of the meteorite: Fe = 86.84–90.00%, Ni = 7.21–7.94%, Co = 0.335–0.420%, Si = 0.20–0.90%, C > 1%. Beside the main constituents kamacite and taenite, it contains some Si-metal, daubréelite, and graphite as well.

Based on the width of kamacite plates that varies between 0.1 and 0.65 mm, and considering the Ni, Co and Ir, Pt, (Ga), Cr (etc.) concentrations, it can preliminarily be classified as a IVA structural type octahedrite (in which the plate widths varies between 0.25 and 0.45 mm). On the etched surface the kamacite displays square-like internal structures revealing a fine internal morphology. The Ni-content in kamacite varies between 4.27 and 7.10% (average 6.60%), and in taenite 27 to 45% (average 34.2%).

The morphology of plessite is highly varied with irregular, elongated and rounded grains of different size. A poorly developed Widmanstätten-like structure is discernable in some parts of the fine-grained plessite.

Multiple partial melting and re-crystallization events have proceeded in the different parts of the meteorite. The most intense melting — that produced the taenite bands among others — has most probably taken place in the atmosphere.

Silicon is found partly in the kamacite, but predominantly is a minor constituent in the meteorite with high-pressure body-centered cubic crystal structure.

The unevenly distributed carbon is exclusively represented by graphite. Its varied morphology and appearance may point to different formation circumstances.

Keywords: condensation, accretion, presolar grains, octahedrite, Widmanstätten structure, kamacite, taenite, plessite, daubréelite

Összefoglalás

Az 1995-ben hullott 2303 g tömegű kaposfüredi (kaposvári) vasmeteorit IVA szerkezeti jellegű oktaedrit főelem-összetétele a meteorit különböző részeiben eltérő (Fe: 86,84–90,00%; Ni: 7,21–7,94%; Co: 0,335–0,420%, továbbá Si: 0,20–0,90% és C> 1%). Eddigi vizsgálatok szerint a kristályfázisként — az uralkodó kamacit és ténit mellett — kevés fémszilíciumot, daubréelitet, és grafitot is tartalmaz.

A kamacitlemezek szélessége 0,1–0,65 mm, eszerint a meteorit csak kissé erőltetetten, ill. a nikkel, a kobalt, valamint az irídium, a platina, (a gallium), a króm (stb.) koncentrációjának figyelembevételével sorolható a 0,25–0,45 mm lemezszélességű IVA szerkezeti típusba. A maratott felületen — főleg a kamacitlemezeken — megközelítőleg négyzetes átmetszetű képletek, illetve kockaszerű formák láthatók, amelyek a kamacitkristályok belső finomszerkezetét, a morfológiáját jelzik. A nikkeltartalma változó (4,27, ill. 5,35–7,10%). A ténitben is hasonló ingadozás (27–45%, átlagban 34,2%) észlelhető.

A plesszitet változatos, teljesen szabálytalan, nyúlványszerű és megközelítőleg kerekded, erősen különböző méretű szemcsék alkotják. A finomszemcsés részlegben helyenként kezdetleges Widmanstätten-hálózatra emlékeztető elrendeződés figyelhető meg.

A meteoritok különböző részeiben többszörös parciális olvadás–újrakristályosodás ment végbe. A legintenzívebb — többek között a széles ténitsávokat is eredményező — olvadás valószínűleg a légtérben zajlott le.

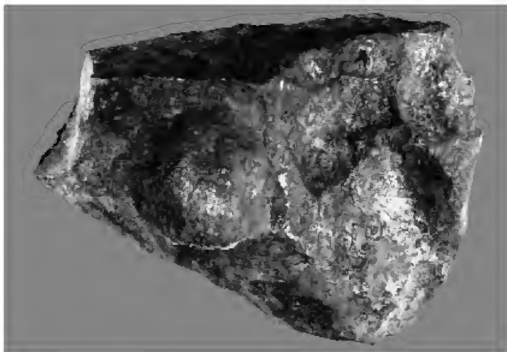
A szilíciumot részben a kamacit tartalmazza, de főleg önálló meteoritalkotóként, nagynyomású szabályos tércentrált kristályszerkezetű fázisként jelenik meg.

Az egyenlőtlen eloszlású szenet kizárólag grafit képviseli. A változatos morfológiájú és megjelenésű karbónium különböző keletkezési viszonyokat valószínűsít.

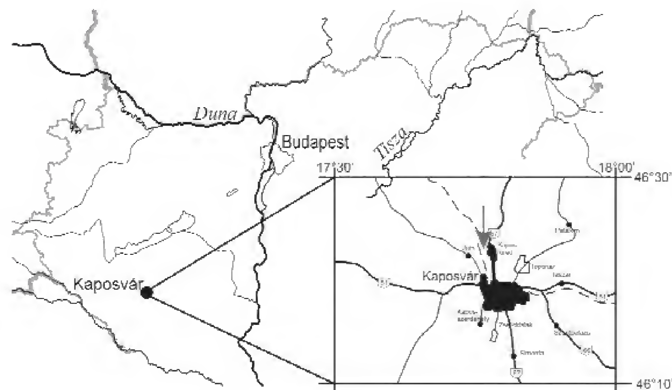
Tárgyszavak: kondenzáció, akkréció, preszoláris szemcsék, oktaedrit, Widmanstätten-szerkezet, kamacit, ténit, daubréelit, ferroszilícium

Bevezetés

A 2303 g tömegű[1] egyedüli, sajátos, átlagos nikkeltartalmú kaposfüredi (kaposvári) vasmeteorit (1., 2. ábra) TÖRÖK Marcell plébános elbeszélése szerint 1995. május 7-én hajnali 3 órakor csapódott a földbe, a háza bejárati ajtajától 20,5 m távolságra (2. ábra). A vasúttól keletre 40, az Állomás utcától (a Jutára vezető úttól) 48, a bejárati ajtótól 13,5 m távolságra lévő, 5,3 m magasságban letört vörösfenyő (Larix,



1. ábra. Ablációs és sík felületű kaposfüredi vasmeteorit
Figure 1. Kaposfüred iron meteorite with ablated and flat surface



2. ábra. Kaposvár-Kaposfüred környezete, és földrajzi koordinátái. A nyíl a meteorit becsapódási helyét jelzi (hosszúság: 17° 46' K-i, szélesség: 46° 25' É-i).
Figure 2. Location of Kaposvár-Kaposfüred with geographical coordinates. Arrow points to impact site (longitude E 17°46', latitude N 46° 25')

3. ábra), és a kráter közötti távolságból (5,2 m), valamint az érkezés irányából a meteorit pályája — 35–215° — továbbá a pályaszög (45°) egyértelműen megállapítható. Mindezekből következik, hogy a kozmikus test nagy sebességgel, ebből is adódóan izzó állapotban csapódott a földbe (KUBOVICS et al. 1997). A hőmérsékletét, ill. a hősugárzását — többek között — a ház előtti ruhaszárító alumíniumdrót szétolvadása is jelzi (4. ábra).

TÖRÖK Marcell neve és jelenlegi tevékenysége szorosan összekapcsolódik a kaposfüredi vasmeteorit jelzett becsapódásával. Ezért e ritka és szokatlan „égi tünemény" hatásának megértéséhez elengedhetetlen életútja leglényegesebb eseményeinek rövid ismertetése. TÖRÖK M. 1942-ben született a Kaposfüred (Kaposvár) melletti Jután. 1962. november 12-én megkezdte katonai szolgálatát. December 8-án éjszaka hadgyakorlat közben a tíz katonát szállító teherautó fékje meghibásodott, és egy gyorsvonatnak ütközött. Egyedül maradt életben, de erősen összetört állapotban. Másfél év múlva, hagyta el a kórházat, félig gyógyultan. A betegsége azonban még pappá szentelése után is folytatódott. 1974-ben ismét hosszú időt, két részben összesen nyolc és fél hónapot töltött kórházban. Mindezek után nem csodálkozhatunk azon, hogy a kozmikus test nagyanyja családi háza előtti becsapódását újabb jelnek tekintette. Bizonyos jelzések alapján elhatározta, hogy a korábban államosított, de részben visszaszerzett területen felépítteti az efezoszi Mária-ház, méretarányos mását. Az anyagi fedezet összegyűjtésére alapítványt létesítettek, és terve, a nagy álma — részben külföldi segítséggel — megvalósult. A „kozmikus jövevény", ill. esemény hatására azonban a házat — a tervezett helyszíntől eltérően — közvetlenül a meteoritbecsapódás helye fölé építtette. A házon belül a kráter függőleges tengelyének felszíni vetületét csillag jelzi (5. ábra).

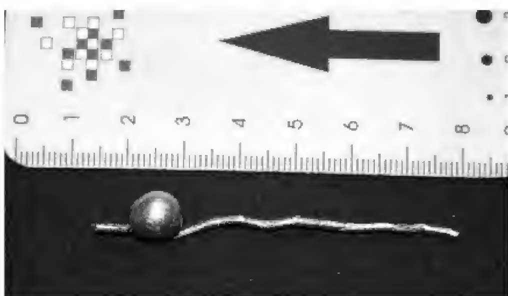
A meteorit felülete erősen ablatált, a kisméretű űrbeli „törmelékek"-kel, nagy mozgási energiájú mikrorészecskékkel történt ütközések okozta beöblösödések mélysége helyenként a 18 mm-t is eléri. Egyes öblökben a Widmanstätten-szerkezet is jól látható, ami szelektív „lepusztulást", a kozmikus sugarak hatását (ionok becsapódását — FÖLDI et al. 1998 — jelentheti). Az egyik oldala azonban teljesen sík (-síkszerű), ablációmentes, és — a meteorit többi részétől eltérően — az oxidáció is nagyon gyenge. Emellett a sík hasadási felületet olvadási kéreg és szferulák (fémgyöngyök) borítják. Ezek szerint a kozmikus test még a légtér elérése előtt, vagy esetleg a legfelső légtérben kettéhasadt. Az eredeti és a maratott felületeken a namíbiai IVB típusú Hoba-meteoriton (ataxiton) észleltekhez nagyon hasonló — kétirányú repedések láthatók (6. ábra, a, b, c), amelyek valószínűleg sokkhatásra, a becsapódáskor, vagy — részben — a magas hőmérsékletű meteorit többszöri vízbemártásakor keletkezhettek. A repedések főiránya a Widmanstätten-lemezekkel párhuzamos, ami arra utal, hogy kialakulásuk helyét a kozmikus test szerkezete alapvetően befolyásolta.

[1] A vizsgálatok céljára levágott darabok nélkül a legnagyobb példány jelenlegi tömege 1991 g.



3. ábra. A meteorit által letört (kettétört) vörösfenyő (Larix), és környezete TÖRÖK Marcell atya családi házával, valamint a kráter fölé emelt Mária-házzal

Figure 3. *The broken larch-tree (Larix) and its surroundings with Marcell TÖRÖK parson's house as well as the house of Virgin Mary erected above the crater*



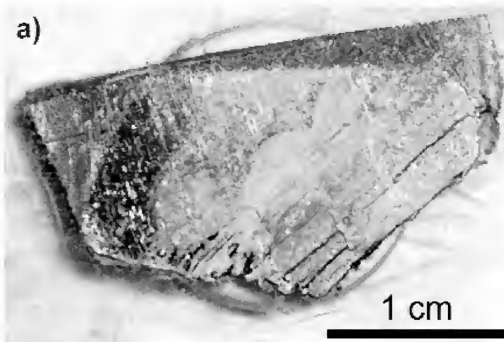
4. ábra. A megolvasztott ruhaszárító alumíniumdrót

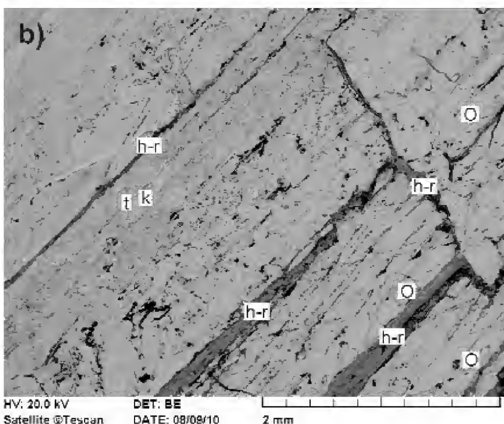
Figure 4. *The melted Al clothes-wire*

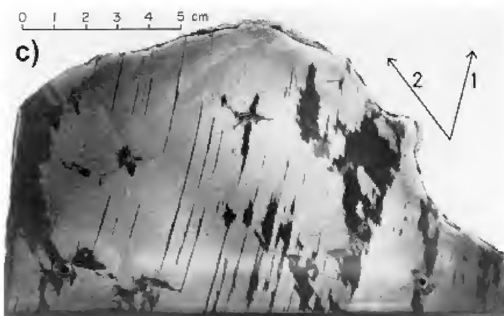


5. ábra. A meteoritkráter függőleges tengelyének (csillaggal jelölt) felszíni vetülete és Marcell atya a meteorittal (BECZ M. felvétele)

Figure 5. *Surface projection of vertical axis of the meteorite crater (marked by an asterisk) and parson Marcell with the meteorite (photo by M. BECZ)*







6. ábra. Kétirányú párhuzamos mikrohasadék-rendszer a kaposfüredi IVA és a namíbiai IVB szerkezeti típusú meteoritban

a) Maratott (étetett) felületű kaposfüredi meteorit makroszkópos fényképfelvétele. b) „Hasadozott-repedezett" (h-r) kaposfüredi meteorit pásztázó elektronmikroszkópi felvétele. A kamacitból (k) és ténitből (t) álló lemezeken belül másodlagos kristályfázisok (olvadási-kristályosodási jelenségek) láthatók (o). A kamacit 6,57, a ténit 25,76% nikkelt tartalmaz. c) Polírozott és maratott felületű namíbiai Hoba-meteorit (IVB típusú ataxit). Az 1-es és a 2-es nyíllal jelzett kétirányú sáv-, ill. hasadékrendszer - feltételezések szerint - sokkeredetű. (A kép a Smithsoniai Intézetből származik, in WASSON 1974.)

Figure 6. *Parallel micro-cleavage systems in two directions in Kaposfüred IVA and Namibian IVB structural type meteorites*

a) Photomacrograph of the Kaposfüred meteorite: etched surface. b) Cleaved-fractured (h-r) Kaposfüred on SEM picture. Secondary crystals of melting-crystallization origin (o) can be seen inside kamacite (k) and taenite (t) plates. Ni-content in kamacite is 6.57, in taenite 25.76%. c) Polished and etched surface of the Hoba IVB type ataxite from Namibia. The band and fracture system in two directions (marked by arrows 1 and 2) is presumably of shock origin (Photo from the Smithsonian Institution, in WASSON 1974)

I. táblázat. A meteoritot övező oxidált réteg kémiai összetétele tömegszázalékban

Table I. *Chemical composition of surface oxide layer in w%*

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	NiO	CoO	MnO	MgO	CaO
1	1,10	0,015	0,16	0,029	6,28	28,07	2,80	0,134	0,0024	0,029	0,19
2	2,78	0,038	0,404	0,073	15,86	70,88	7,07	0,338	0,006	0,073	0,48

	Si	Ti	Al	Cr	Fe		Ni	Co	Mn	Mg	Ca
3	1,30	0,023	0,214	0,050	11,10	55,13	5,56	0,266	0,005	0,044	0,34
4	1,72	0,035	0,284	0,066	14,71	73,08	7,37	0,353	0,007	0,06	0,46

I. táblázat folytatása

Table I *continuation*

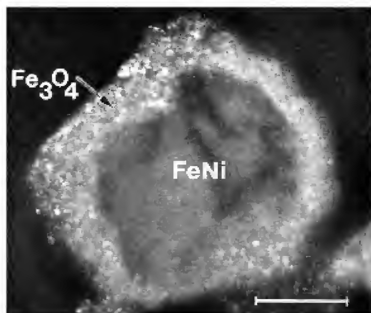
	Na_2O	K_2O	S	H_2O+	H_2O-	Totál
1	0,50	0,15	0,15	39,20	21,20	100,01
2	1,26	0,38	0,38			100,02

	Na	K	S	Totál	Cu	Zn	Pb	As	Ba	Sr	Th	U
3	0,935	0,315	0,15	75,437	30	110	18,2		38	5	1,14	2,54
4	1,24	0,418	0,20	100,00	75,9	278	<75	<75	38	5	2,88	6,42

2: H_2O-mentes kémiai összetétel (100%-ra korrigált), 3: Egyes oxidok fémtartalma, 4: 100%-ra korrigált fémkoncentrációk

A BME Nukleáris Technikai Intézetében végzett mérések szerint az oxidöv 0,616 μg/g aranyat, 1,06 μg/g irídiumot, továbbá 7,8 μg/g mennyiségű arzént is tartalmaz.

Az ablációs felületeken, a mélyedésekben viszonylag vastag, helyenként 1 mm-t is meghaladó oxidréteg alakult ki, feltehetőleg még a kozmikus térben. BRADLEY (1994) bolygóközi finomszemcsés aggregátumok por-, ill. kamacitszemcséi körül vékony (50 nm-es) polikristályos magnetitövet észlelt (7. ábra), amely nagy energiájú részecskékkel (kozmikus sugarakkal) történt ütközések hatására alakult ki az űrben. Ezzel azonos vagy hasonló folyamat eredményezhette a kaposfüredi meteorit körüli oxidréteg kialakulását is. TÖRÖK Marcell az izzó meteoritot egy vízzel töltött vödörbe dobta, ennek hatására keletkezhettek az OH- és H_2O-tartalmú, részben amorf vastartalmú oxidok (limonit). Ezt a kémiai összetétele, a 6,28% Fe_2O_3, a 28,07% FeO, 2,80% NiO, továbbá a 39,2% $+H_2O$, és az ugyancsak jelentős mennyiségű (21,2%) $-H_2O$ is igazolja. A fémfázis teljesen eltűnt (oxidálódott). Az OH-mentes összetételre korrigált FeO (70,88%), Fe_2O_3 (15,86%) és NiO (7,07%), ill. az oxidokból számított fémvas (73,08 + 14,71 = 87,79%), valamint -nikkel (7,37%) mennyisége (I. táblázat) azt jelzi, hogy a két fém koncentrációja és aránya az átalakulás folyamán — az oxidáción kívül — érzékelhetően nem változott. A sík hasadási és a kiemelkedőbb felületeken látható olvadási jelenségek, a mikrogömbök (szferulák) a légkör hatását jelzik.



7. ábra. Magnetittel övezett (bolygóközi) kamacitszemcse sötétlátómezős elektronmikroszkópi felvétele (BRADLEY 1994)

Figure 7. *Kamacite surrounded by magnetite in an IDP (DF TEM image from BRADLEY 1994)*

Vizsgálati módszerek

A változatos szövetű–szerkezetű kaposfüredi vasmeteorit kémiai és szilárdfázis-összetételének meghatározására az általunk elérhető összes vizsgálati módszert felhasználtuk. A teljes kémiai elemzések a meteoritot borító oxidrétegből, valamint a főtömeget alkotó oxidmentes mintákból a volt Magyar Állami Földtani Intézetben (MÁFI, ma MFGI) készültek.

A 0,5 g oxidos kéregrész, valamint 1,16 g vízmentes lítium-metaborát keverékét 900–1000 °C-on feltártuk, ezt követően az olvadékot 50 ml desztillált víz + 10 ml 1:1 hígitású sósav elegyében mágneses keveréssel teljesen

II. táblázat. A meteorit különböző részeiből vett minták nyomelemeinek koncentráció-

Table II. *Trace element concentrations (μg/g) in Kaposfüred from different parts of the*

Elemcsoportok		Sziderofil elemek					
Nyomelemek (μg/g)		Au	Ru	Rh	Pd	Re	Os
Elemzést végző intézmény	MÁFI	2,29	4,44	0,92	2,65	1,65	-
	KFKI	87	4,50	-	-	0,24	2,95
	BME	89	-	-	-	-	-
Szélsőértékek	alsó	0,85	4,44	-	-	0,23	2,90
	felső	2,29	4,50			1,65	3,00
51 különböző lelőhelyű IVA típusú meteorit átlagainak szélsőértékei*		0,605	3,0**	-	-	0,027	0,98***
		2,762	5,0			0,468	4,1

MÁFI = Magyar Állami Földtani Intézet, ICP-MS, KFKI = Központi Fizikai Kutatóintézet,
*WASSON & RICHARDSON 2001, ** SCOTT & WASSON 1975, *** ULFF-MŘLLER et al. 1995

feloldottuk, majd az oldatot 250 ml-re feltöltöttük, ill. kiegészítettük. A főkomponenseket tízszeresen higított, a nyomelemeket pedig az eredeti, hígítás nélküli törzsoldatból határoztuk meg, JY-70 ICP-OES spektrométerrel. Az izzítási veszteséget és a H_2O-t gravimetriásan, az FeO-tartalmat pedig redoxititrálással állapítottuk meg a MÁFI saját módszerével.

Az oxidmentes vasmeteorit-minták kémiai összetételét némileg eltérő módszerrel határoztuk meg. A 0,1 g mennyiségű anyagot 8 ml királyvízben feloldottuk, ezt követően az oldási maradékot lítium-metaboráttal összekevertük, és 900–1000 °C-on feltártuk. Az olvadékot — a korábban kidolgozott eljárással — teljesen feloldottuk, és a királyvizes oldattal egyesítettük, ill. összekevertük. A 250 ml-re kiegészített oldatból JY ULTIMA 2C ICP-OES készülékkel határoztuk meg az oktaedrit kémiai összetételét. Az önálló fázist alkotó karbónium, valamint az egyes kristályokban főalkotóként megjelenő kén koncentrációját FISONS NA 1500 NCS elemanalizátorral, az MSZ 24050:2001 szabvány alapján határoztuk meg. A nyomelemek kimutatására többféle módszert alkalmaztunk. A Ga és az Ir mennyiségét — szintén a királyvizes feltárás után — Perkin-Elmer DRC II ICP-MS-készülékkel mértük meg, Rh és In belső standardok felhasználásával.

A nyomelemek eloszlását és koncentrációját neutronaktivációs analízissel — kérésünkre — a KFKI Atomenergia Kutatóintézetében, valamint a Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem (BME) Nukleáris Technikai Intézetében is vizsgálták. A KFKI Atomenergia Kutatóintézetben a méréseket rövid (5 perc) és hosszú (24 h) besugárzást követően végezték, Ge-gamma-spektrométerrel. (A reaktor névleges teljesítménye 10 MW, átlagos neutronfluxus: 5×10^{13} neutron/cm^2s.) A BME Nukleáris Technikai Intézetében 8 órás besugárzási időt alkalmaztak. A nyomelemösszetételt egyheti, ill. egyhavi hűtési idő után, szintén Ge-gamma-spektrométerrel határozták meg. (A reaktor névleges teljesítménye 100 kW, maximális neutronfluxus: 2×10^{12} neutron/cm^2s.)

Az MTA Műszaki, Fizikai és Anyagtudományi Kutatóintézetben Philips CM20 típusú transzmissziós analitikai elektronmikroszkóppal kémiai és fáziselemzéseket végeztek. A fázisok kémiai összetételét energiadiszperzív spektrométerrel, a szerkezetét pedig elektrondiffrakciós módszerrel határozták meg. A mintaelőkészítés többféle módon zajlott, részben elektrolitikus, részben ionsugaras vékonyítással.

A vizsgálatok gerincét alkotó pásztázó elektronmikroszkópi és mikroszondás vizsgálatokat AMRAY 1830 típusú, EDAX PV 9800-as energiadiszperzív spektrométerrel felszerelt elektronmikroszkóppal végeztük. A mérési körülmények: 20 kV gyorsítófeszültség, 1 nA áramerősség, 100 másodperc mérési idő. A mérési eredmények ellenőrzésére mesterségesen előállított, magas hőmérsékleten homogenizált — 4%, 10%, 20%, 30%, 40% nikkelt tartalmazó — Fe-Ni ötvözetből álló standardsorozatot használtunk.

A röntgendiffrakciós vizsgálatokat Bruker D-5000 XRD típusú készüléken végeztük — porminta híján — egy csiszolt metszeten. Ezen vizsgálat célja a grafit jelenlétének megerősítése volt.

A maratott (étetett) és polírozott felületeken mért elemzési értékek között nincs lényeges — számításba vehető — különbség.

Vizsgálati eredmények

Az erősen heterogén kaposfüredi (kaposvári) IVA szerkezeti jellegű (Bérczi et al. 1998) oktaedritben a kamacitlemezek szélessége rendkívül változatos (a 0,25–0,45 mm-től eltérően 0,1–0,65 mm), ami valószínűleg (legalábbis részben) a többszöri hőhatás következménye. Ebből adódóan a szerkezeti–genetikai minősítése nem egyértelmű. Wasson & Richardson (2001) 51 különböző lelőhelyű (ezen belül 3 gibeoni) IVA típusú meteorit kémiai összetételét összesítették, ill. tanulmányozták. A kaposfüredi oktaedrit mellék- és nyomelemeinek koncentrációi túlnyomó részben a nevezettek által közölt lelőhelyenkénti átlagok szélső értékei közé esnek (II. táblázat), ami a IVA szerkezeti típusba való sorolását erősíti, ill. indokolhatja.

A kaposfüredi oktaedrit (8. ábra, a–c) változatos kémiai összetételű, ami a sűrűségében is kifejeződik (ρ = 7,3–8,1

értékei μg/g-ban

meteorite

		Kalkofil elemek							Litofil (-pegmatofil) elemek									
Ir	Pt	Cu	Zn	Sn	Pb	Ga	As	Mo	Sr	Ba	V	Cr	Zr	Hf	Th	Nb	Ta	W
2,79	5,69	668	430	1,22	88	1,9	-	5,48	1,03	120	-	266	29,7	1,55	27,2	2,04	1,85	2,06
2,29		95	300		83,2					38,4		210						
2,44	-	148	-	-	-	2,45	3,45	-	-	-	0,23	-	-	-	-	-	-	0,65
2,43	-	-	-	-	-	-	3,40	-	-	-	-	257	-	-	-	-	-	-
2,29	-	95	300	-	83,2	1,9	3,4			38,4		210	-	-	-	-	-	0,65
2,79		668	430		88	2,8	3,5			120		266						2,06
1,11	2,70	106	-	-	-	1,68	2,04	-	-	-	-	10						0,23
3,78	7,70	209				2,40	14,50					572						0,69

Atomenergia Kutatóintézet (Bérczi et al. 1998), NAA, BMGE = Budapesti Műszaki Egyetem, Nukleáris Technikai Intézet, NAA

8. ábra. Eredeti és maratott (étetett) felületű kaposfüredi meteoritminták makroszkópos felvételei

a) Widmanstätten-szerkezet a meteorit jelenlegi (eredeti) felületén. b) Maratott felületű – Widmanstätten-szerkezetű – meteoritminta. A középső-felső részén a ténitsávok (ts) is láthatók. c) Erősen ténitsávos (ts), maratott felületű minta. A számok és a négyzetek a cikkben megjelenő megfelelő számú fotók helyét jelölik

Figure 80. *Photomicrographs of original and etched surfaces on Kaposfüred*

a) Widmanstätten structure on the original surface. b) Widmanstätten structure on the etched surface. Taenite bands (ts) can also be seen on the middle and upper part of the sample. c) Dense taenite bands (ts), on the etched surface. Numbers and squares indicate the relevant photomicrographs in the present study

g/cm³). A főkomponensek, illetve a leglényegesebb fázisalkotó elemek koncentrációja a kozmikus test különböző részeiben eltérő. Négy helyről vett minta elemzési adatai szerint 86,84–90,00% fémvasat, 7,21–7,94% fémnikkelt, 0,335–0,420% kobaltot, 0,20–0,90% fémszilíciumot, továbbá több mint 1% karbóniumot is tartalmaz. A nikkeltartalom, a két főelem aránya, a meteorit erősen heterogén összetételéből, főleg a másodlagos kristályok, a kamacit, valamint a ténit változó, a parciális olvadás mértékétől függő mennyiségéből adódóan az oktaedriten belül erősen ingadozik. Ezért a meteorit átlagos összetétele, a vas, valamint a nikkel koncentrációja és aránya az oktaedrit teljes tömegére vonatkozóan százszázalékos pontossággal — négy mintavételi hely ellenére — nem határozható meg. Egyes nyomelemek koncentrációjában is hasonló különbségek észlelhetők (II. táblázat). A táblázatban lévő elemeken kívül változó mennyiségű titánt és foszfort is tartalmaz. A szilícium egyes plesszitbeli kamacitkristályokban nyom- és mellékelemként egyaránt

III. táblázat. A IVA szerkezeti jellegű meteorit egyes pontjainak analitikai (tömeg%) elektronmikroszkópi vizsgálata

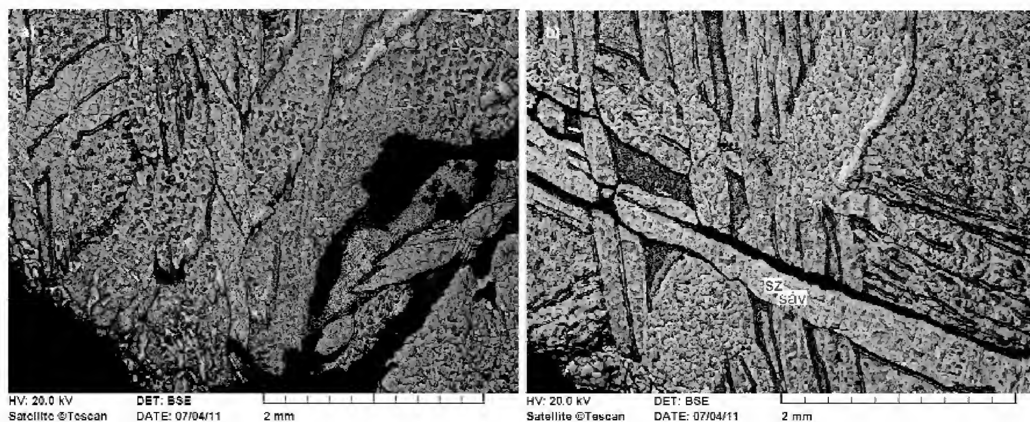
Table III. *Analytical results (in w%) of point analyses from the IVA structural type meteorite obtained by ATEM*

Egyes kristályok összetétele tömegszázalékban.

1. minta		Fe	Ni	Ti	Si	Cr	S	P	fázis
lemezek	1 a	55,0	44,5	0,0	0,1	0,1	0,2	0,0	lemezes ténit
	1 b	59,2	40,0	0,0	0,0	0,2	0,4	0,1	
plesszitben belüli mérési pontok, különböző méretű szemesék	2	58,9	40,9	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	szemcsés ténit
	3	69,0	27,9	0,0	0,0	0,6	0,0	2,6	
	4	84,5	13,8	0,0	0,2	0,0	0,0	1,3	
	5	88,2	10,3	0,0	0,0	0,0	0,5	1,0	
	6	95,6	4,2	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	kamacit

2. minta		Fe	Ni	Ti	Si
plesszitben belüli mérési pontok, különböző méretű szemesék	1	93,4	6,4	0,0	0,2
	2	93,2	6,3	0,2	0,3
	3	93,8	5,8	0,0	0,4
	4	83,6	5,4	10,0	0,7
	6	5,5	0,2	0,0	94,3

⊗ A kristályszerkezet vizsgálata folyamatban van, a karbóniumtartalom alapján valószínűleg vas-titán-karbid.

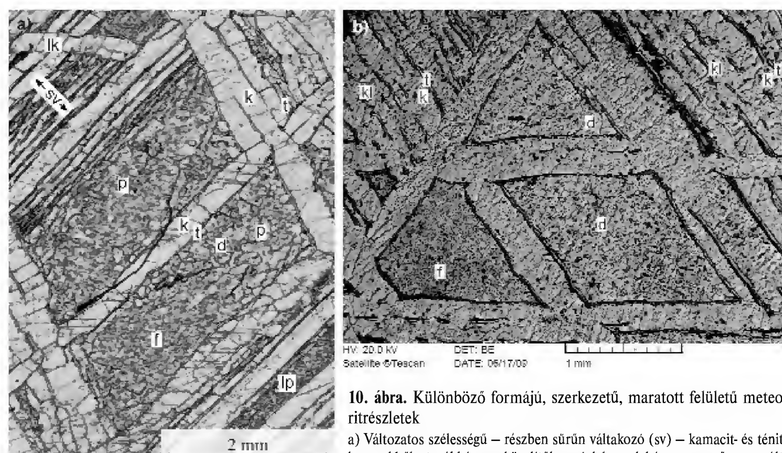


9. ábra. Breccsás (a) és töredezett (b) meteoritrészek

b) A mintán végighúzódó – korábbi szerkezetet harántoló – kamacittal kitöltött mikrohasadék. sz: kamacitszemcse, Ni = 6,53%, sáv: kamacitsáv, Ni = 6,33%

***Figure 9.** Brecciated (a) and fractured (b) parts of the meteorite*

b) Micro cleavage transecting the previous structures all along the sample, subsequently filled by kamacite. sz: kamacite grain, Ni = 6.53%, sáv: kamacite band, Ni = 6.33%



10. ábra. Különböző formájú, szerkezetű, maratott felületű meteoritrészletek

a) Változatos szélességű – részben sűrűn váltakozó (sv) – kamacit- és ténitlemezekből, továbbá megközelítőleg téglalap alakú, vagy erősen nyúlt, lemezszerű plesszitből (lp) álló meteoritszekezet. A plessziten belül kétféle – egy durvább (d) és egy finomabb (f) – szemcseméretű rész különíthető el. Helyenként a lemezek kereszteződése (lk) is megfigyelhető (k - kamacit, t - ténit, p - plesszit). Kristálytani tengelyre megközelítőleg merőleges metszet. b) Kamacit (k) valamint ténit (t) váltakozásából álló lemezszerkezetet, viszonylag homogén kamacitlemezeket (kl), durvább (d) és finomabb (f) szemcseméretű plesszitet, továbbá viszonylag sok grafitot (fekete szemcsék) tartalmazó meteoritrészlet. Pásztázó elektronmikroszkópi felvételek

***Figure 10.** Etched meteorite surfaces with various forms and structures*

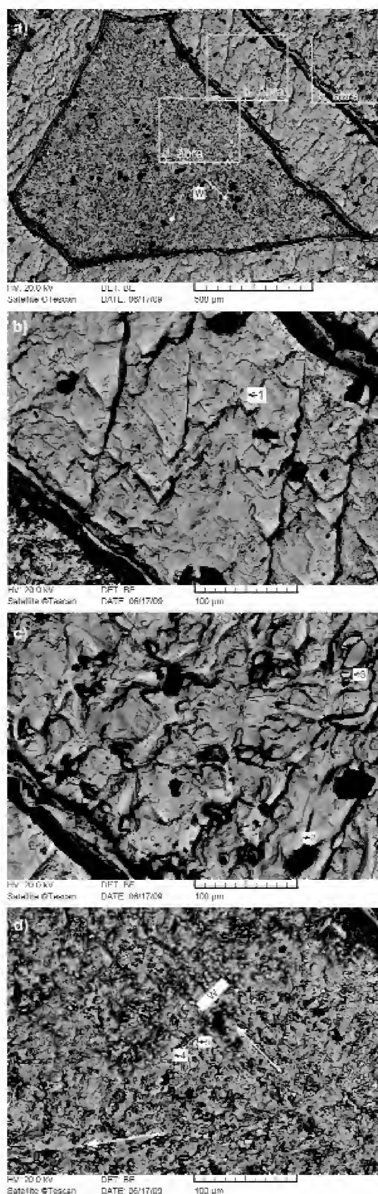
a) Meteorite structure consisting of – partly densly alternating (sv) – kamacite and taenite plates of various width as well as roughly rectangle or highly elongated platy-like plessite (lp). Inside plessite two grain size populations are discernible: a coarser-grained (d) and a finer-grained (f). Plate-crossing (lk) can be seen at places (k - kamacite, t - taenite, p - plessite). SEM-image is roughly perpendicular to crystallographic axis. b) Part of meteorite consisting of alternating kamacite (k) and taenite (t) plates, relatively homogeneous kamacite plates (kl), coarse (d) and finer (f) grain size plessite, and relatively abundant graphite (black grains). SEM-image

Cr	S	P	fázis
0,0	0,0	0,0	kamacit
0,0	0,0	0,0	
0,0	0,0	0,0	
0,1	0,2	0,0	⊗
0,0	0,0	0,0	nagynyomású Si

megjelenik. 0,1–0,2% Si — ritkán — egyes ténitkristályokban is kimutatható (III. táblázat). Kristályfázisként — a főtömeget alkotó kamacit és ténit mellett — daubréelitet, vas-titán-karbidot (?), nagy nyomású fémszilíciumot, esetleg moissanitot (szilícium-karbidot), valamint kevés grafitot is tartalmaz.

A kozmikus test különböző részein eltérő mértékű parciális olvadás zajlott le, feltehetőleg részben az űrbeli pályáján történt ütközések, valamint a légtérbeni felmelegedés hatására. Az űrben történ ütközéseket egyes „breccsás” és „töredezett” meteoritrészek is jelzik (9. ábra, a, b). Ebből adódóan elsődleges (eredeti, primer) és másodlagos (szekunder) kamacit- és ténitkristályokat különböztethetünk meg.

A primer kamacitlemezek szélessége többnyire 0,10–0,65 mm, de a formája, jellege, a lemezek térbeli elrendeződése változatos (10. ábra, a, b). A köztes részeket durvább és finomabb szemcseméretű plesszit tölti ki. A kétféle szemcseméret elkülönülten egy-egy halmazon belül is megfigyelhető (10. ábra, a). A plesszit finomabb szemcseméretű részeiben



11. ábra

a) Viszonylag homogén kamacitlemezek, valamint kétféle szemcseméretű plesszit pásztázó elektronmikroszkópi felvétele. A finomszemcsés részben kezdetleges Widmanstätten-szerkezetre (W) utaló elrendeződés látható, irányát a fehér nyilak mutatják. A négyzetek a b, a c és a d jelű ábra területét jelzik. (A kép a 8b ábrán látható darabról készült.), b) Viszonylag homogén – széles – kamacitlemez. 1: Ni = 6,86%. c) Durvaszemcsés plesszit. 2: Ni = 5,99%; 3 = 35,48%. d) Finomszemcsés plesszit, 4: Ni = 5,83%; 5 = 42,09%. W - kezdetleges Widmanstätten- szerkezetre utaló elrendeződés. (Adatokat: IV. táblázat)

Figure 11

a) SEM-image of relatively homogeneous kamacite bands, and plessite with two grain size. A Widmanstätten-like structure (W) is discernible in the fine-grained part, the white arrows showing its directions. Rectangles mark the areas on b), c), and d). (Photo taken on sample shown in Figure 8b.). b) Relatively homogeneous – wide – kamacite band 1: Ni = 6.86%. c) Coarse-grained plessite. 2: Ni = 5.99%; 3 = 35.48%. d) Fine-grained plessite. 4: Ni = 5.83%; 5 = 42.09%. W - Widmanstätten-like structure (Data: Table IV)

helyenként határozott orientáció illetve kezdetleges Widmanstätten-szerkezetre emlékeztető elrendeződés látható (11. ábra, a, d). Az eltérő szemcseméret (11. ábra, a, c, d) egyes fázisok kémiai összetételében, a vas és a nikkel arányában is kifejeződik. A finomszemcsés részben a ténit általában némileg több nikkelt tartalmaz (IV. táblázat). Egyes jól körülhatárolt, viszonylag homogén peremű

IV. táblázat. A különböző megjelenésű kamacit-ténit vas- és nikkeltartalma tömegszázalékban

Table IV. *Iron and nickel concentrations in kamacite and taenite phases with different appearance (in w%)*

Ábra	Alak (forma)	Mérési pont jele a képen	Fe	Ni
13b	lemez	1	93,14	6,86
13c	durvaszemcsés plesszit	2	94,01	5,99
13c	durvaszemcsés plesszit	3	64,52	35,48
13d	finomszemcsés plesszit	4	94,17	5,83
13d	finomszemcsés plesszit	5	57,91	42,09
14a	lemez	1	93,56	6,44
14a	vékony lemez	2	92,93	7,07
14a	lemezzáró nagy szemcse	3	92,97	7,03
14a	sáv	4	71,71	28,29
14a	lemez	5	66,24	33,76
14b	nagy szemcse	6	93,34	6,66
14b	sáv	7	65,48	34,52
14b	kiszélesedett sáv	8	63,97	36,03
15b	nagy szemcse	1	93,36	6,64
15b	széles sáv	2	69,03	30,97
15c	finomszemcsés részleg	3	93,03	6,97
15c	tűs kristályok	4	62,34	37,66
16	lemez	1	93,34	6,66
16	lemez	20	93,34	6,66
16	plesszit (minimum)	13	94,23	5,77
16	nyúlvány (másodlagos?)	21	89,56	10,44
16	lemez	2	69,40	30,60
16	lemez	24	71,00	29,00
16	plesszit (maximum)	23	72,25	27,75
16	nyúlvány (másodlagos?)	22	71,76	28,24
18a	halmaz	1	93,37	6,63
18a	téglalap alakú halmaz	2	93,45	6,55
18a	gömb alakú szemcse	3	65,53	34,47
18a	gömb alakú szemcse	4	63,97	36,03
18a	gömb alakú szemcse	5	65,77	34,23
18b	gömb alakú szemcse	6	63,64	36,36
18b	gömb alakú szemcse	7	63,32	36,68
18b	gömb alakú szemcse	8	62,66	37,34
18b	gömb alakú szemcse	9	62,05	37,95
18b	gömb alakú szemcse	10	61,93	38,07
18b	gömb alakú szemcse	11	60,98	39,02
18b	négyzet alakú szemcse	12	61,38	38,62
19	lemez	1	93,12	6,88
19	halmaz	2	92,86	7,14

IV. táblázat folytatása
***Table IV** continuation*

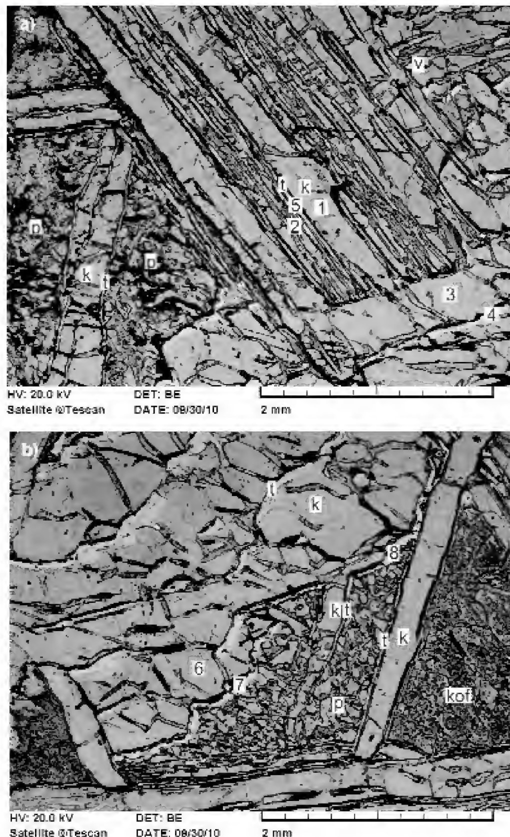
Ábra	Alak (forma)	Mérési pont jele a képen	Fe	Ni
19	lemez	3	64,04	35,96
19	halmaz	4	64,98	35,02
20b	lemez	1	93,13	6,87
20b	lemez	2	93,22	6,78
20b	nagy szemcse	3	93,34	6,66
20b	vékony ténitsáv	4	65,32	34,68
20b	vékony ténitsáv	5	68,98	31,02
20b	vékony ténitsáv	6	69,74	30,26
20b	ténitlemez	7	65,30	34,70
20b	ténitsáv	8	66.61	33.39
20c	plesszit	9	92,22	7,78
20c	plesszit	10	60.27	39,73
20d	plesszit	11	93,37	6.63
20d	plesszit	12	55,78	44,22
20d	plesszit	13	57.55	42.45
21a	kamacitlemez	1	93.31	6.69
21a	kamacitlemez	2	93.41	6,59
21a	kamacitlemez	3	93,11	6,89
21a	kamacitlemez	4	93.41	6.59
21a	plesszit	5	93,08	6,92
21a,b	primer nagy kamacitszemcse	6	93,17	6,83
21a.b	primer nagy kamacitszemcse	7	93.41	6.59
21a	vékony ténitlemez	8	65,75	34,25
21a	vékony ténitlemez	9	64,52	35,48
21a	vékony ténitsáv	10	65,72	34,28
21a,b	ténitsáv	11	69,50	30,50
21a,b	ténitsáv	12	72,27	27.73
21c	zavaros részleg	13	95,73	4.27
21c	zavaros részleg	14	72,38	27,62
22	lemez	1	93,25	6,75
22	lemez	2	94,65	5,35
22	négyzetes alak plesszitben	3	94,45	5,55
22	másodlagos, négyzet alakú elemekből álló sáv lemezen belül	4	93,39	6,61
22	téglalap alakú halmaz	5	93,67	6,33
22	féregszerű, zegzugos alakzatok	6	93,20	6,80
22	féregszerű, zegzugos alakzatok	7	93,37	6,63
22	féregszerű, zegzugos alakzatok	8	93,03	6,97
22	szaggatott (bontott) ténitlemez	9	63,17	36,83
22	szaggatott (bontott) ténitlemez	10	67,86	32,14
22	szabálytalan alakú sávszerű halmaz plesszitben	11	75,17	24,83
24a	lemez	1	93,55	6,45

IV. táblázat folytatása
***Table IV** continuation*

Ábra	Alak (forma)	Mérési pont jele a képen	Fe	Ni
24a	plesszit, durvaszemcsés részleg	2	93,28	6,72
24a	plesszit, durvaszemcsés részleg	3	93,32	6,68
24a	plesszit, nagy szemcse	4	93,03	6,97
24a	nagy szemcse (a plessziten kívül)	5	93,30	6,70
24a	a kamacit és a plesszit közötti sáv	6	68,81	31,19
24a	szaggatott (bontott) ténitlemez	7	69,79	30,21
24a	a plessziten belüli erősen hullámos sáv	8	65,56	34,44
24c	finomszemcsés plesszit	9	93,10	6,90
24c	finomszemcsés plesszit	10	61,04	38,96
25b	négyzetes átmetszetű szemcsékből álló lemez	1	93,29	6,71
25b	négyzetes átmetszetű szemcsékből álló lemezt övező külső sáv	2*	93,19	6,24
25b	négyzetes átmetszetű szemcsékből álló lemezt övező belső sáv	3	93,05	6,95
25b	"plesszit"	4	92,96	7,04
25b	négyzetes átmetszetű szemcsékből álló lemezt övező belső sáv	5	69.98	30.02
25b	plessziten belüli sáv	6	70,15	29,85
25c	bontott plesszit	7	95,10	4.90
25c	erősen bontott plesszit	8	54.96	45,04
25c	erősen bontott plesszit	9	58,32	41,68
26a	négyzetes átmetszetű szemcsékből álló lemez	1	93.44	6.56
26a	erősen átalakult lemez	2	93.31	6.69
26a	sávos halmaz	3	68.60	31.40
26b	halmaz	4	93,34	6,66
26b	halmaz	5	92.86	7,14
26b	sáv	6	64.98	35,02
26b	sáv	7	64,20	35.80
26b	sáv	8	70,38	29,62
26b	sáv	9	67,83	32,17
27a	nagy szemcse	1	93,28	6,72
27a	sáv	2	67,11	32,89
27a	sáv	3	70.23	29,77
27a	sávszerű halmaz	4	69,22	30,78
27a	sáv	5	65,96	34,04
27a	szalag (tűszerű)	6	69,60	30,40
27b	szaggatott sáv	7	67,63	32,37
27b	szaggatott sáv	8	68,55	31,45

2*: 0,57% foszfort is tartalmaz

nagyobb kamacitkristályok belső részeit vékony ténitlemezek tagolják (12. ábra). Emellett — a lemezeken és a plessziten kívül — egyéb változatos formák, 0,5–1 mm átmérőjű kissé kerekded, valamint teljesen szabálytalan alakú ~0,05–0,3 mm-es méretű képződmények egyaránt megfigyelhetők (12. ábra, a, b). A kissé kerekded átmetszetű kamacitot gyakran 34,5–36,0% nikkelt tartalmazó ténit övezi (12. ábra, b; IV. táblázat). A lemezek közötti teret helyenként az eredeti kondenzációs fémszemcsékre, vas-nikkel ötvözetekre emlékeztető kerekded átmetszetű — gömbszerű — szemcsék töltik ki (12–13. ábra). A 30,97% Ni-t tartalmazó ténittel övezett szemcséken jellegzetes elváltozás, olvadás, újrakristályosodás ment végbe. Ezáltal az eredetileg (feltehetőleg) homogén, kondenzációs eredetű vas-nikkel ötvözetekből teljesen szabálytalan alakú kamacit–ténit halmazok, valamint 37,7% nikkelt tartalmazó, megközelítőleg párhuzamos elrendeződésű sajátos tűs kristályok alakultak ki (13. ábra, c). Ezek szerint a

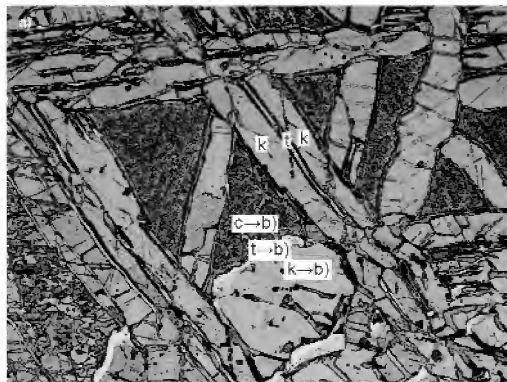


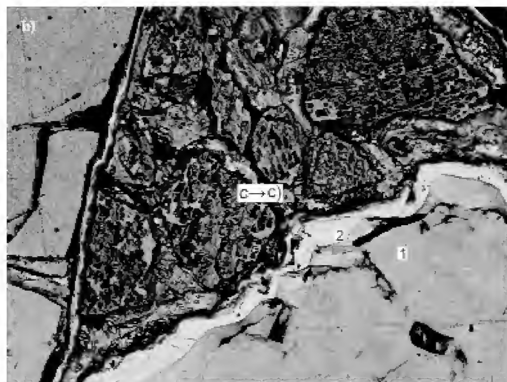
12. ábra

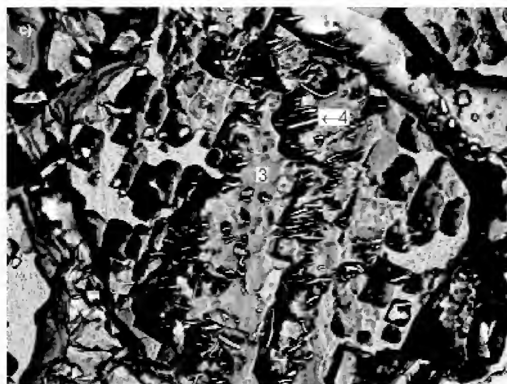
a) Viszonylag széles peremű – kamacittal (k) és ténittel (t) erősen tagolt – nagy szemcsékkel záródó lemezt, továbbá vegyes szemcseméretű plesszitet (p) tartalmazó részleg. A világos sávok (v) valószínűleg másodlagos eredetűek. b) Nagyméretű kerekded kamacitkristályok (k), továbbá teljesen szabálytalan alakú, és erősen vegyes szemcseméretű rész (p), valamint megközelítőleg kerekded kristályhalmazok alkotta plesszit, ill. kondenzációs fémszemcsék (kof). Pásztázó elektronmikroszkópi felvétel (8c ábra, lásd a IV. táblázatot)

Figure 12

a) Part of the meteorite containing plate with relatively wide rim and terminated by large grains. The plate is heavily dissected by kamacite (k) and taenite (t). This part contains plessite (p) with various grain size. Bright bands (v) are probably of secondary origin. b) Large rounded kamacite crystals (k), and highly irregular part of the meteorite with various grain size (p) as well as plessite composed of almost rounded crystal aggregates, and metal grains of condensation origin (kof). SEM-image (Figure 8c, see Table IV)







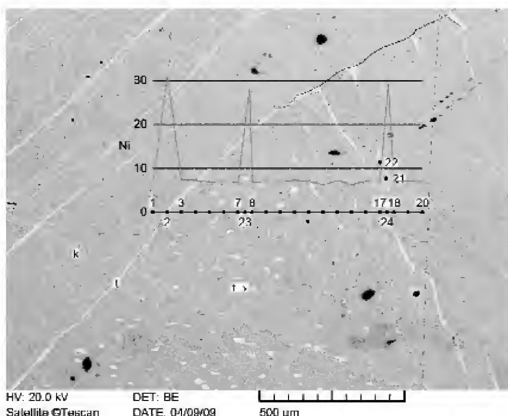
13. ábra

a) Változatos alakú, szemcseméretű és összetételű plesszitet tartalmazó Widmanstätten-szerkezetű részleg. „c" - kondenzációs fémszemcsék maradványaiból álló „plesszit". k = kamacit, t = ténit, k→b és t→b a b ábrán jelölt mérési pontok. b) A nagy kamacit-kristályokon, és a – feltehetően másodlagos – ténitsávon végzett mikroszonda-elemzések helyei 1: Ni = 6,64% (kamacit), 2: 30,97% (ténit). A „c" az eredeti kondenzációs fémszemcsék maradványai. c) A c-vel jelölt, részlegesen átalakult – kamacitból és ténitből (tűs kristályokból) álló – kondenzációs eredetű fémszemcsék szerkezete. 3: Ni = 6,97%; 4: 37,66%. (8b ábra, lásd a IV. táblázatot)

Figure 13

a) Widmanstätten structure containing plessite of various form, grain size and composition. "c" are relics of primary metal grain of condensation origin plessite. k = kamacite, t = taenite, k→b and t→b are measurement points on Figure 13b. b) Microprobe analyses points on large kamacite grains and – presumably secondary – taenite band 1: Ni = 6.64% (kamacite), 2: 30,97% (taenite). "c" are relics of metal grains of condensation origin. c) Structure of partially altered metal grains of condensation origin (marked by "c"), consisting of kamacite and taenite (needle forming crystals). 3: Ni = 6.97%; 4: 37.66%. (Figure 8b, see Table IV)

szoláris ködbeli fémszemcsék ütközésével — akkumulációjával — keletkezett kozmikus test hőmérséklete az alkotórészek teljes megolvadása és homogenizálódása előtt az olvadási intervallum alá csökkent.

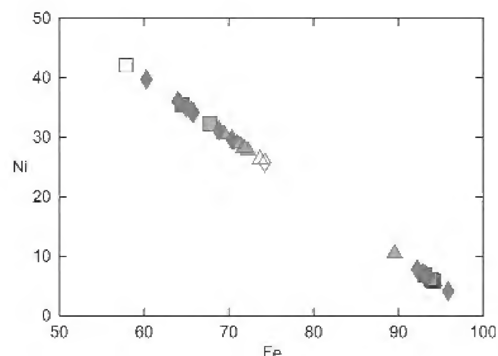


14. ábra. Kamacit- és ténitlemezeket érintő, plessziten áthaladó sorelemzés méréspontjai (8b ábra, IV. táblázat)

Polírozott felület, pásztázó elektronmikroszkópi felvétel. k = kamacit, t = ténit

Figure 14. *Measurement points traversing kamacite and taenite plates and plessite (Figure 8b, Table IV)*

Polished surface, SEM-image. k = kamacite, t = taenite



15. ábra. Kamacit és ténit nikkeltartalmának intervalluma

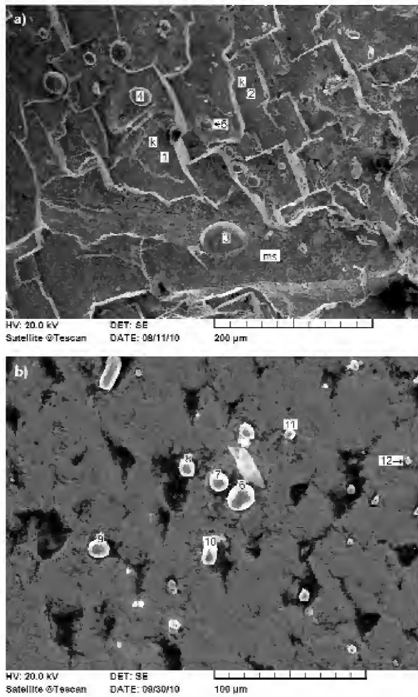
Figure 15. *Interval of Ni-content in kamacite and taenite*

A mikroszonda-vizsgálatok, valamint az analitikai elektronmikroszkópi elemzések szerint a kamacitlemezek és a plesszitbeli szemcsék összetétele kissé eltérő, illetve ingadozik. A kétféle megjelenésű kristályfázis átlagos nikkeltartalmában azonban lényeges eltérés nem állapítható meg (14. ábra). A ténit változatosabb összetételű, a vas és a nikkel arányában a lemezekben, valamint a plessziten belüli szemcsékben egyaránt nagy eltérések észlelhetők (III–IV. táblázat), de a változás folyamatos, hézagmentes (15. ábra). Egyes lemezekben és szemcsékben a nikkel koncentrációja kiemelkedő, a 45%-ot is megközelíti. A kamacit és a ténit nikkeltartalmában a szélső értékek (kamacit: legnagyobb 7,1%, ténit: legkisebb 27%) között is nagy különbség, határozott összetételi intervallum „elegyedési hézag" állapítható meg. Az analitikai elektronmikroszkóppal a plessziten belül képi megjelenítés nélkül kimutatott 13,8 és 10,3% nikkelt tartalmazó szemcsék szerkezete — α- vagy γ-vas — ezideig ismeretlen. Ezzel gyakorlatilag azonos mennyiségű (10,4%) Ni-t a 14. ábrán látható kisméretű másodlagos nyúlványszerű halmazban (21) is kimutattunk. A két méréspont nikkeltartalmában azonban jelentős különbség van (22 = 28,2%), ami az összetétel folyamatos változása mellett arra utalhat, hogy a mérés — a kis szemcseméretből adódóan — kamacitot és ténitet egyaránt érinthetett.

Következtetésképpen rögzíthetjük, hogy a kétféle szemcseméretű és összetételű plesszit, a finomszemcsés változat kezdetleges Widmanstätten-szerkezetre utaló részlegei, a fémszemcse-reliktumok (vas-nikkel ötvözet), továbbá a nikkel koncentrációjának jelentős ingadozása, a primer (elsődleges) kozmikustest-képződés nemegyensúlyi folyamatára utalnak. Mindez, továbbá a vékony (többnyire néhány µm-es) ténitlemezek — a számos kísérleti adat (GOLDSTEIN & OGILVIE 1965, WOOD 1968, RASMUSSEN et al. 1995, ULFF-MŘLLER et al. 1995, HAACK et al. 1996 stb.) szerint a primer kaposfüredi kozmikus test viszonylag gyors hűlését, és alacsony hőmérsékleten (~400–500 °C-on) történt végleges megmerevedését valószínűsíti.

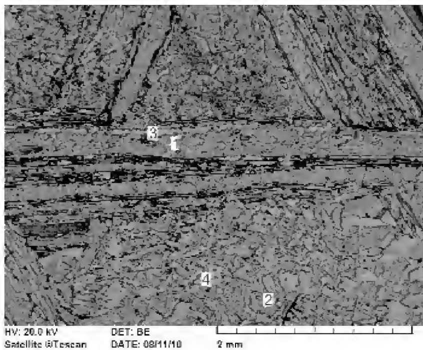
A IVA szerkezetű testben részleges — a meteorit eredeti heterogén összetételének, és az inhomogén hőeloszlásnak megfelelően — változatos olvadás ment végbe. Ennek eredményeképpen a vasnál némileg kisebb hőmérsékleten olvadó nikkel a képződő cseppfolyós fázisban az eredetinél, illetve az átlagosnál többnyire lényegesen nagyobb részarányt képvisel. Ebből adódóan az egyes kamacitkristályokban képződött — helyben maradt — valamint a lemezeket és a plesszitet egyaránt harántoló olvadék megmerevedésével túlnyomó részben változatos megjelenésű ténitkristályok, új kristályformák keletkeztek. Kezdetben különböző méretű gömbök (16. ábra), növekvő olvadékképződés esetén teljesen szabálytalan alakú halmazok (17–18. ábra), a plessziten belül jellegzetes elváltozások–átalakulások (l. később 19–23. ábra), továbbá többnyire széles, „szaggatott" sávok (l. későbbb. 24–25 ábra) megjelenésével párhuzamosan a kozmikus test szerkezete–szövete is jelentősen módosult.

A maximum 60 µm átmérőjű másodlagos gömböket (16. ábra) kizárólag 34–36%, illetve 36–39% nikkelt tartalmazó



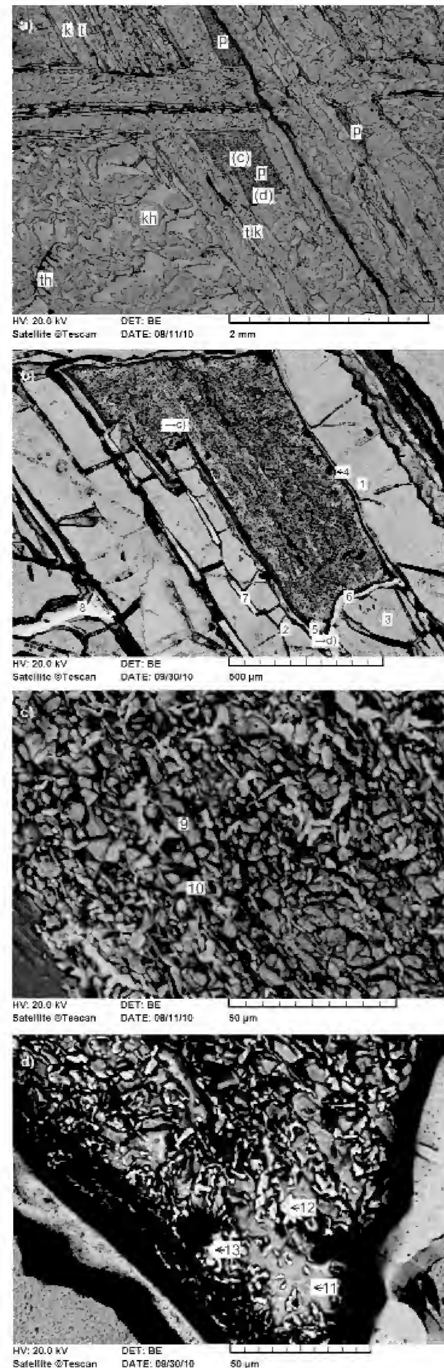
16. ábra (a, b). Részben négyzet és téglalap alakú kamacitban (k), valamint egy harántoló másodlagos sávban (ms) lévő – különböző méretű – ténitgömbök pásztázó elektronmikroszkópi felvétele. A számok a mérési helyeket jelölik (IV. táblázat)

Figure 16 (a, b). *SEM-image of taenite spheres of different size, located partly in kamacite (k) of square and rectangle form as well as in a transecting secondary band (ms). Numbers refer to measurement points (Table IV)*



17. ábra. Viszonylag széles peremű, erősen tagolt belsejű, többnyire megközelítőleg négyzet-téglalap alakú szemcsékből álló kamacitlemezeket, továbbá teljesen szabálytalan megjelenésű kamacit- és ténithalmazokat, valamint nagyon finomszemcsés részleteket tartalmazó polírozott-maratott felület pásztázó elektronmikroszkópi felvétele. A kamacit és a ténit Ni-tartalma %-ban: 1 = 6,88; 2 = 7,14; 3 = 35,96; 4 = 35,02 (IV. táblázat)

Figure 17. *SEM image of polished-etched surface consisting of kamacite bands with relatively wide rim and highly dissected internal structure (roughly square and rectangle forming grains), and very fine-grained parts. Ni-content of kamacite and taenite in w%: 1 = 6.88; 2 = 7.14; 3 = 35.96; 4 = 35.02 (Table IV)*



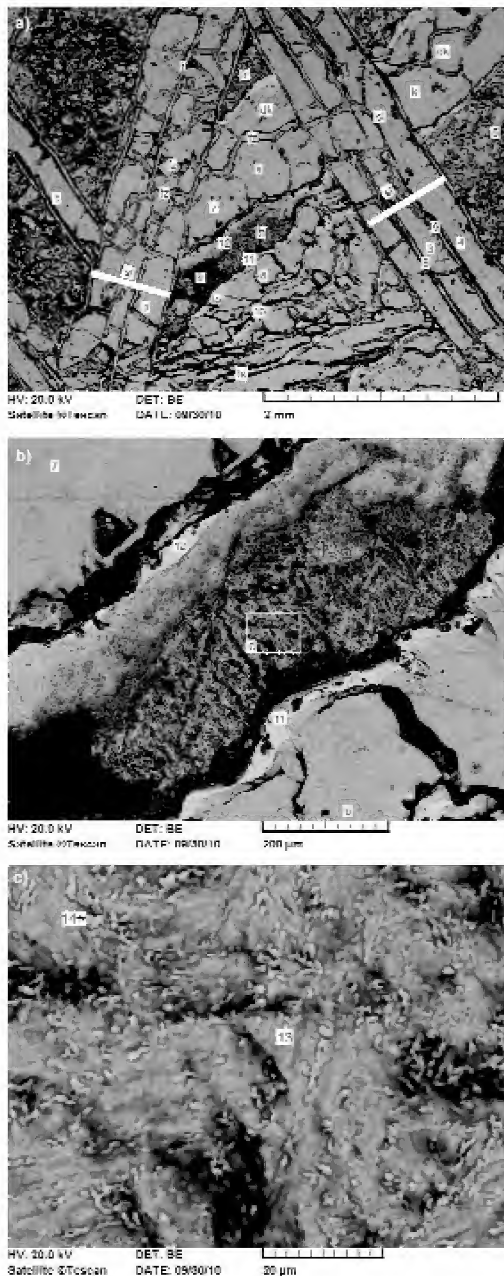
18. ábra

a) Kamacitszemcsés peremű (k), kamacit-, valamint ténitsávokkal (t) erősen tagolt lemezeket, teljesen szabálytalan megjelenésű halmazokat (kh, th), továbbá változatos alakú és méretű, igen finomszemcsés plesszitet (p) tartalmazó meteoritrész pásztázó elektronmikroszkópi felvétele. (c) = c jelű, (d) = d jelű kép. b) A finomszemcsés plesszit körüli mérési pontok. 1-2 - kamacitlemez, 3 - nagy kamacitszemcse, 4–6 - finomszemcsés plesszit körüli ténitsáv, 7 - ténitlemez, 8 - széles másodlagos ténitsáv. A finomszemcsés plessziten belül gyenge sávozottság látható. c) A plesszit felső részének (→c) szövete és fázisösszetétele: 9 - kamacit (Ni: 7,78%), 10 - ténit (Ni: 39,73%); (IV. táblázat). d) A plesszit alsó részének (→d) szövete és fázisösszetétele: 11 - kamacit (Ni: 6,63%), 12 és 13 - ténit (Ni: 44,22% és 42,45%). A finomszemcsés plesszitben a ténit nikkeltartalma kiemelkedő, de a kamacité is jelentős (IV. táblázat, 8c ábra).

Figure 18

a) SEM image of plates with kamacite rim (k), highly dissected by kamacite and taenite bands (t), and irregular aggregates (kh, th), as well as meteorite part of fine-grained plessite (p). (c) = Figure 18c, (d) = Figure 18d. b) Measaurement points around fine-grained plessite. 1-2 - kamacite plate, 3 - large kamacite grain, 4-6 - taenite band around fine-grained plessite, 7 - taenite plate, 8 - wide secondary taenite plate. Slight banding can be seen inside fine-grained plessite. c) Texture and phase composition of the upper part of plessite (→c): 9 - kamacite (Ni: 7.78%), 10 - taenite (Ni: 39.73%); (Table IV). d) Texture and phase composition of the lower part of plessite (→d): 11 - kamacite (Ni: 6.63%), 12 and 13 - taenite (Ni: 44.22% and 42.45%). Ni-content in fine-grained plessite is outstanding, but is also high in kamacite (Table IV, Figure 8c)

ténit alkotja (IV. táblázat). A kamacitkristályok peremén vékony másodlagos ténitsávok alakultak ki, a plesszitekből (és egyes lemezekből) pedig többnyire szabálytalan alakú ténit-, ritkábban kamacithalmazok is keletkeztek. (Az utóbbiak részben reliktumok — 18. ábra.) A lemezek között, illetve többnyire a lemezeken belül kamacitból és ténitből álló — vékony ténitsávval övezett — finomszemcsés részleg alakult ki, amelynek peremén helyenként olvadási–újrakristályosodási nyomok (másodlagos kristályfázisok) is láthatók (18. ábra, b). A kamacitlemezek és -szemcsék kémiai összetételében lényeges eltérés nem észlelhető, a kétféle megjelenésű ténit Fe:Ni arányában azonban jelentős különbségek mutatkoznak. A vékony sávok 31,02–34,68% nikkeltartalma mellett a finomszemcsés részlegben a Ni koncentrációja a 44%-ot is meghaladja (39,73–44,22%). A meteorit egyes részeiben rendkívül heterogén „plesszit-rendszer” alakult ki, ami esetenként a primer szerkezettel is összefügghet. Néhány — 15–20 — négyzetmilliméteres területen belül ~1–20 µm-es méretű, megközelítőleg kerekded alakulatok, továbbá „zavaros”, sávszerű részlegek egyaránt megfigyelhetők. Mindezek a változatos formák, képződmények, egyes kamacit- és ténitlemezekkel határolt részen belül együtt is megjelennek. Ennek jellegzetes

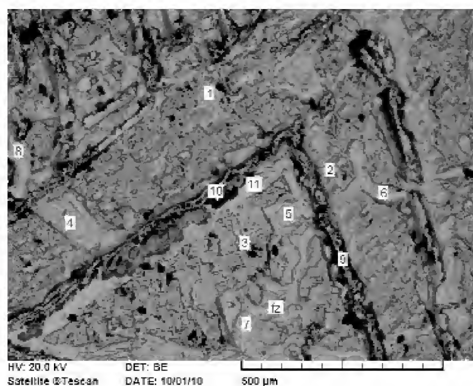


19. ábra. Különböző szerkezetű és összetételű részlegek

a) Viszonylag széles lemezekből (sl) és nagyméretű kamacitszemcsékből (dk), továbbá rendkívül változatos méretű és összetételű „plesszitből” álló erősen heterogén meteoritszerkezet. A széles lemezekkel (sl) határolt „plesszitet” nagyméretű, megközelítőleg kerekded szemcsék (pontosabban kamacitból álló kristályhalmazok), továbbá különböző szabálytalan, nyúlt alakulatok, másodlagos ténitsávok (ts), valamint finomszemcsés részek (fr) alkotják. Mindez – részben – a kémiai összetételben is tükröződik (IV. táblázat). A széles lemez (sl) a nagyméretű szemcséket, a „zegzugos” sávok (fz) pedig a lemezeket is harántolják, ami egymásutániságot, részben másodlagos folyamatokat jelez. A finomszemcsés részt azonban nem érintik (lásd a b jelű képet). b) A széles lemezekkel határolt plesszit nagyméretű kamacitkristályai (kristályhalmazai), peremi nikkelsáv, valamint különböző gyenge orientációjú elemekből álló „zavaros” finomszemcsés részleg (fr). A kamacithalmaz Ni-tartalma %-ban: 6 = 6,83; 7 = 6,59. A ténitsáv Ni-tartalma %-ban: 11 = 30,50; 12 = 27,73. c) A b jelű képen c-vel jelölt rész felhőszerű kamacitból, és részben gyengén orientált elrendeződésű szemcsés ténitből álló finomszerkezete. A két kristályfázis Ni-tartalma %-ban: 13 = 4,27; 14 = 27,62 (IV. táblázat, 8c ábra).

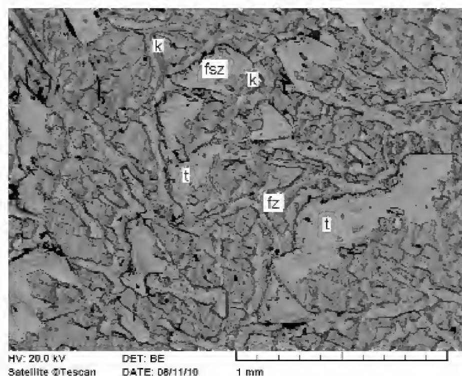
Figure 19. *Parts with different structure and composition*

a) Very heterogeneous meteorite structure consisting of relatively wide plates (sl), large kamacite grains (dk) and plessite of extremely various size and composition. The plessite, bounded by wide plates (sl), consists of large, rounded grains (more precisely kamacite crystal aggregates), as well as different irregular elongated structural features, secondary taenite bands (ts), and fine-grained parts (fr). All that is – partly – reflected in the chemical composition (Table IV). The wide plate (sl) transects the large grains, while the zigzag-like bands (fz) transect the plates too, which points to successivity, partly secondary processes. However the fine-grained part remained untouched (see Figure 19b). b) Large kamacite crystals (crystal aggregates) in plessite bounded by wide plates, Ni-rim, as well as obscured fine-grained part with slight orientation (fr). Ni-content of kamacite aggregate in w%: 6 = 6.83; 7 = 6.59, and that of taenite band: 11 = 30.50; 12 = 27.73. c) The fine structure of area c in Figure 19b, consisting of cloudy kamacite and in part slightly oriented grainy taenite. The Ni-contents of the two phases (%): 13 = 4.27; 14 = 27.62 (Table IV,



20. ábra. Jelentős mértékben átalakult, lemezeket lényegében csak maradványként, vagy egyáltalán nem tartalmazó, féregszerű, zegzugos (fz) másodlagos alakzatokból álló meteoritrész. 1-8 kamacit, 9-11 ténit. Az elemzési adatokat a IV. táblázat tartalmazza (lásd még 8b ábra)

Figure 20. *Considerably altered part of the meteorite containing plates as relics or not at all, with worm-like, zigzag forming (fz) secondary features. 1-8 kamacite, 9-11 taenite. Chemical analyses data are in Table IV (see Figure 8b)*



21. ábra. Túlnyomó részben másodlagos kristályfázisokból, féregszerű, zegzugos (fz), valamint szabálytalan, foltszerű (fsz) alakzatokból álló meteoritrész. A zegzugos képződményeket és a négyzet-téglalap alakú formákat kamacit (k), a köztes halmazokat pedig ténit (t) alkotja (lásd még 8c ábra).

Figure 21. *Part of the meteorite consisting predominantly of secondary crystal phases, worm-like, zigzag forming (fz) and irregular, spot-like (fsz) features. The zigzag forming features and the square-rectangle structures are kamacite (k), while the aggregates in-between are taenite (t) (see Figure 8c)*

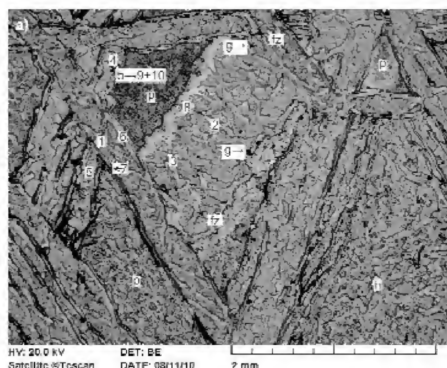
22. ábra

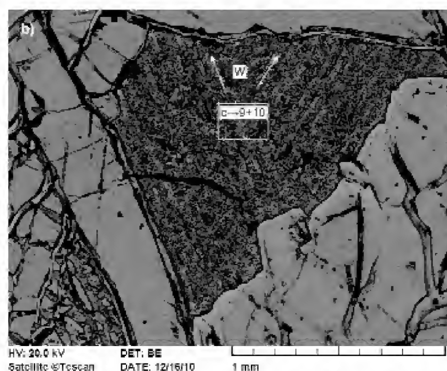
a) Jelentős mennyiségű - átalakult - szemcsehalmazból (h), változatos elrendeződésű és formájú sávszerű, zegzugos alakulatokból (fz), továbbá különböző méretű, alakú, és összetételű plesszitből (p) álló - túlnyomó részben másodlagos - meteoritszerkezet. Elemzési adatait a IV. táblázat tartalmazza. (lasd még 8c ábra) g = grafit. 1-5 kamacit, 6-8 ténit. b) Kezdetleges Widmanstätten-szerkezetre emlékeztető sávos, finomszemcsés plesszit. A lemezek irányát a fehér nyilak mutatják. c) A finomszemcsés plesszit négyzettel jelzett részének nagyított képe. Az esetleges kezdetleges Widmanstätten-szerkezetre utaló sávféleségek a nagyított képen is felismerhetők (t k t). A nikkeltartalom %-ban: 9 = 6,90; 10 = 38,96%.

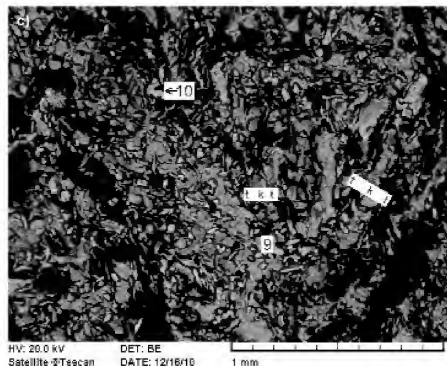
Figure 22

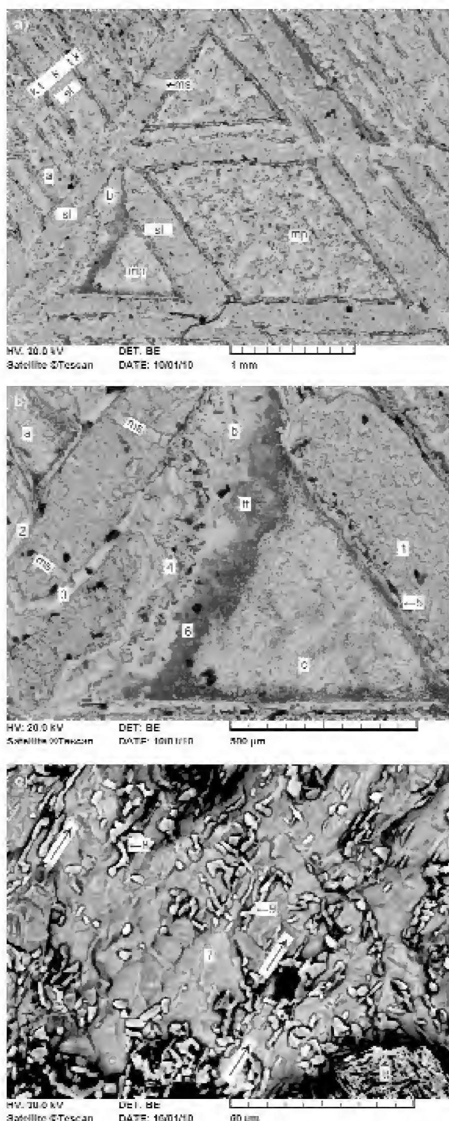
a) Meteorite structure of predominantly secondary origin consisting largely of altered aggregates (h), variously arranged band-like and zigzag forming features (fz) of different forms, and plessite (p) with different size, form and composition. Chemical analyses data are in Table IV. (see Figure 8c) g = graphite. 1-5 kamacite, 6-8 teanite. b) Fine-grained band-like plessite resembling slightly to Widmanstätten structure. White arrows point to plate directions. c) Enlarged image of the square-marked part of fine-grained plessite. The rudimentary Widmanstätten-like structure manifested in band-like features can be recognized in the enlarged image, too (t k t). Ni-contents in %: 9 = 6.90; 10 = 38.96

példája, a 19. ábrán (a) látható. A széles lemezek közötti durvakristályos rész (dk) az egyik határoló lemezen túl is folytatódik. Az éles, egyenes határvonal azt valószínűsíti, hogy a lemez harántolja a „durvaszemcsés" kamacitot, azaz némileg későbbi, de megközelítőleg egyidejű keletkezésű. A másodlagos olvadék azonban mindkét alakulaton áthaladt (fz), de a finomkristályos részt (fr) nem érintette (19. ábra, a). Ez arra utal, hogy a finomszemcsés változatok a 19. ábrán (a) látható lemezeken belül és kívül egyaránt a részleges újraolvadás eredményeképpen keletkeztek. A nikkeltartalom a kamacitlemezekben és a nagy szemcsékben, valamint a vékony ténitekben átlagos (19. ábra, 1–8), a „zavaros" finomszemcsés részt övező ténitsávokban (19.









23. ábra

a) Olvadás–újrakristályosodás eredményeképpen erősen átalakult, részben másodlagos sávokkal (ms) harántolt, ténitsávokkal tagolt széles kamacit-lemezekből (sl, k, t, k), valamint változatos összetételű, főleg másodlagos kristályok alkotta plesszitből (mp), továbbá kevés grafitszemcséből álló meteoritrészlet (lásd 8b ábra). A grafit a lemezekben és a plesszitben egyaránt megjelenik. (Az a és a b a két ábra azonos részét jelzi.). b) A b-vel jelölt felhőszerű megjelenésű „plesszit", valamint a többnyire másodlagos sávokkal (ms) harántolt és övezett szemcsés lemezek nagyított képe (tt = rácsos ténit). A kamacit és a ténit nikkeltartalma %-ban: 1 = 6,71; 2 = 6,24 (+0,57% P); 3 = 6,95; 4 = 7,04; 5 = 30,02; 6 = 29,85. c) Az erősen vegyes összetételű, részben felhőszerű megjelenésű plesszit b jelű képen c-vel jelzett részének nagyított képe. A felhőszerű kamacithalmazban a kerekded, ovális, nyúlt ténitkristályok csoportokat és – a képen ÉK-i irányú – sávszerű képleteket alkotnak. A tűs szerkezetű halmaz (tt = rácsos ténit) még tovább vizsgálandó. Nem kizárt, hogy tetraténitkristályok alkotják. Ezt a nyúlt szemcsés ténitkristályok nagy nikkeltartalma (45%) is megerősítheti. (A nikkel koncentrációja %-ban: 7 = 4,90; 8 = 45,04; 9 = 41,68, IV. táblázat)

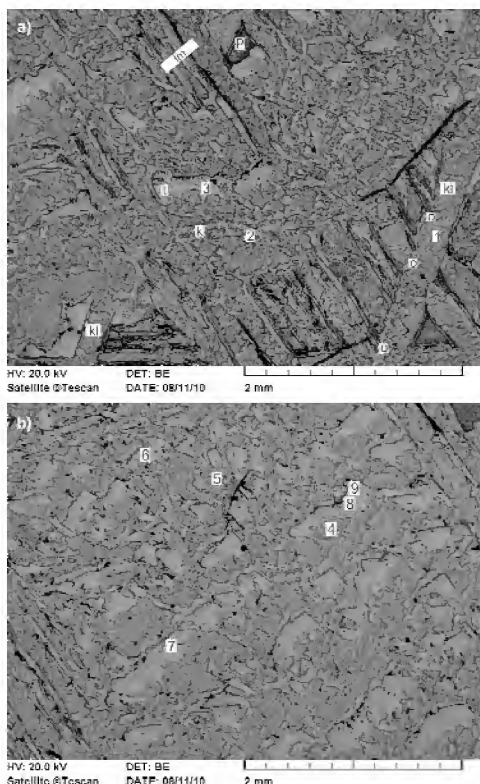
Figure 23

a) Part of the meteorite consisting of wide kamacite plates (sl, k, t, k) dissected by taenite bands, secondary plessite (mp) of various composition, and some graphite grains (8b). The wide kamacite plates are strongly altered by melting-recrystallization and are transected by secondary bands (ms). Graphite occurs both in the plates and plessite. (a and b marks the same area of the two figures.). b) Enlarged image of cloudy "plessite" marked by b, and of grainy plates transected and bounded by secondary bands (ms) (tt = grid-forming taenite). Ni-contents of kamacite and taenite in %: 1 = 6.71; 2 = 6.24 (+0.57 P); 3 = 6.95; 4 = 7.04; 5 = 30.02; 6 = 29.85. c) Enlarged image of Figure 23b (marked by c) showing partly cloudy plessite of strongly various composition. The rounded, oval, lengthy taenite crystals form aggregates, and band-like features (NE direction in the image) in the cloudy kamacite aggregate. The needle-structured (tt) aggregate needs further investigation. It cannot be excluded that they are tetrataenite crystals. The high Ni-content (45%) of the grainy-lengthy taenite aggregates is in consent with such an explanation. (Ni-content in %: 7 = 4.90; 8 = 45.04; 9 = 41.68; Table IV)

ábra, 11–12) azonban az átlagosnál kisebb. A „zavaros" halmaz (19. ábra, b, c) mindkét kristályfázisában (13–14) nagyon alacsony nikkelkoncentráció észlelhető (IV. táblázat), ami — a szövet jellegéből adódóan is — erős kiolvadásra utalhat. Intenzívebb olvadás esetén a folyékony fázis — olvadékfészkek kialakulása mellett — féregszerűen, zegzugosan behálózta, átszőtte a meteorit adott részét (20. ábra). Ebben az esetben az olvadék nagy része — az átlagostól eltérően — többnyire kamacitként merevedett meg. Ezen belül a kamacit és a ténit összetételében egyaránt jelentős eltérések mutatkoznak (Ni = 5,35–6,97, illetve 24,83–36,83%). A „lemezeket" körülvevő (határoló) „szemcsésen" szaggatott ténitövek (20. ábra) a plesszitbelinél lényegesen több nikkelt tartalmaznak (IV. táblázat). Mindez — számos mérésponton észleltekkel összhangban — nemegyensúlyi kristályosodási folyamatra utal.

A lemezek és az elsődleges plesszit helyenként teljesen eltűntek (21. ábra) vagy átalakultak jól elkülönülő, változatos kifejlődésű, részben sávos elrendeződésű másodlagos halmazokká (21–23. ábra). Ezeken belül helyenként gyenge orientációja, sőt kezdetleges Widmanstätten-szerkezetre utaló elrendeződés (22. ábra, b, c) is megfigyelhető. A széles kamacitlemezeket esetenként másodlagos ténitsávok tagolják (23. ábra, a). A részleges olvadás következtében az elsődleges plesszit erősen átrendeződött, heterogénné vált. Helyenként egymás mellett szemcsés részlegek, különböző formájú és összetételű sávok, változatos színű „felhőszerű" halmazok alakultak ki (23. ábra, a, b). A sötét halmazokban a ténitkristályok részben jellegzetes rácsos szerkezetet (tt) alkotnak (23. ábra, b, c). A ténit nikkeltartalma a sávokban az átlagosnál kisebb (~30%), ezzel szemben a „felhőszerű" halmazokban kiemelkedő (39–45%, IV. táblázat). Eszerint a részleges olvadással felszabadult nikkel jelentős része többnyire — feltehetőleg — a kristályosodás végén kialakult finomszemcsés – „felhőszerű" plesszitben koncentrálódott.

A folyékony fázis változatos részarányát és mobilitását legszemléletesebben a lemezeket valamint a plesszitet egyaránt harántoló — a maratott (étetett) minták felületén szabad szemmel is jól látható (8. ábra, b–c) — sárgaréz fényű (a fényképfelvételeken az orientációtól függően barna vagy fehér színű) sávok tükrözik (24–26. ábra). A határozott orientációjú „szaggatott" sávok, és a részben szemcsés környezetük kialakulásával az adott helyeken a szerkezet (szövet) teljesen megváltozott, a lemezek, valamint az elsődleges plesszit — az olvadás–újrakristályosodás következ-

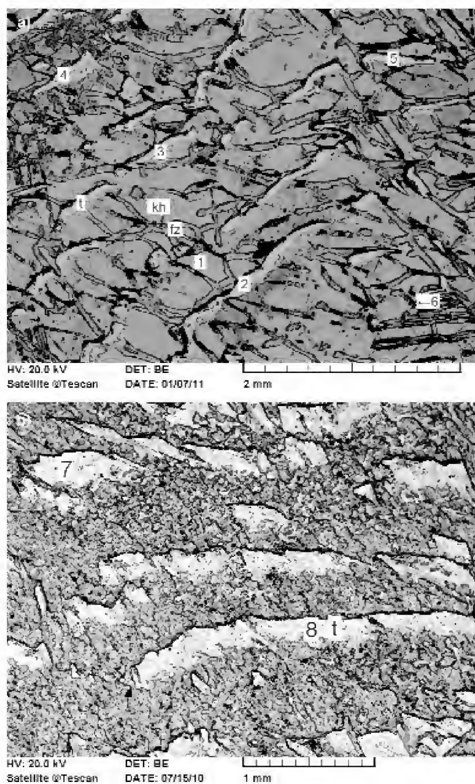


24. ábra. A IVA szerkezeti típusú meteorit legerőteljesebben átalakult, legnagyobb részarányban megolvadt-újrakristályosodott, szerkezetileg csaknem teljesen átrendeződött része (8c ábra). Pásztázó elektronmikroszkópi felvételek

a) Lemezmaradványok (lm), egy finom plesszitrész (p), a maradványokat keresztező kamacitlemezek (kl), továbbá a primér fázisokat, az elsődleges szerkezetet harántoló-felemésztő olvadékból kivált szemcsés, négyzet-téglalap alakú kamacit- és szabálytalan megjelenésű ténithalmazok (k, t) (8c ábra). o - olvadási-újrakristályosodási nyomok. A kamacit és a ténit Ni-tartalma %-ban: 1 = 6,56; 2 = 6,69; 3 = 31,40 (IV. táblázat). b) Erősen átalakult, szaggatottan sávos szerkezet (10c ábra). A nikkel koncentrációja a különböző méréspontokban (%): 4 = 6,66; 5 = 7,14; 6 = 35,02; 7 = 35,80; 8 = 29,62; 9 = 32,17; (IV. táblázat)

Figure 24. *The most highly altered, melted-recrystallized in the greatest proportions, and structurally almost fully rearranged part of the IVA structural type meteorite (Figure 8c). SEM images*

a) Plate relics (lm), a fine-structure plessite (p), kamacite plates (kl) crossing the relics, as well as grainy square-rectangle shaped kamacite and irregular taenite aggregates (k, t) crystallized from melt that transects and consumes the primary structure (Figure 8c). o – traces of melting and recrystallization. Ni-content of kamacite and taenite in %: 1 = 6.56; 2 = 6.69; 3 = 31.40 (Table IV). b) Strongly altered, interrupted band structure (10c). Ni-concentrations in the different measurement points (w%): 4 = 6.66; 5 = 7.14; 6 = 35.02; 7 = 35.80; 8 = 29.62; 9 = 32.17 (Table IV)



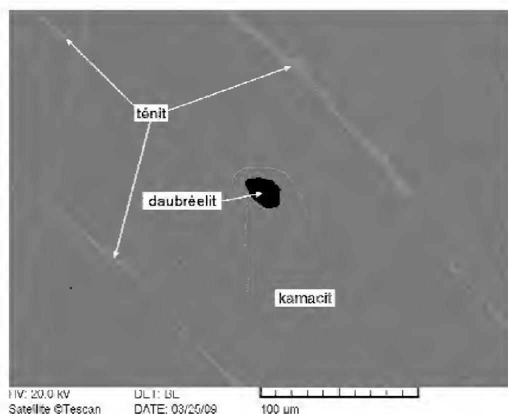
25. ábra. Kizárólag másodlagos kristályfázisokból álló részlet. Az eredeti szerkezet teljesen átalakult

a) A szerkezet vázát alkotó kamacithalmazokat (kh) féregszerű, zegzugos (fz) ténitsávok (t) tagolják (8c ábra). b) A képen gyengén ÉNy-DK-i orientációjú (elrendeződésű) kamacitszemcsékből (-halmazokból) álló szerkezetvázat megközelítőleg Ny-K-i irányú „szaggatott" ténitsávok harántolják (8c ábra). A nikkel koncentrációja a különböző mérési pontokban, tömegszázalékban: a) 1 = 6,72; 2 = 32,89; 3 = 29,77; 4 = 30,78; 5 = 34,04; 6 = 30,40; b) 7 = 32,37; 8 = 31,45 (IV. táblázat)

Figure 25. *Part consisting of exclusively secondary crystal phases. The primary structure has completely altered*

a) Kamacite aggregates (kh) form the framework of the structure, which is being dissected by wormlike, zigzag-forming (fz) taenite bands (t) (Figure 8c). b) The NW–SE oriented kamacite grains (aggregates) that form the basic structure have been transected by W–E oriented interrupted taenite bands (Figure 8c). Ni-concentrations in the different measurement points (w%): 1 = 6.72; 2 = 32.89; 3 = 29.77; 4 = 30.78; 5 = 34.04; 6 = 30.40; 7 = 32.37; 8 = 31.45 (Table IV)

tében — eltűntek. A két rendszer érintkezése közelében a részleteiben még megmaradt eredeti szerkezetet két ~30 μm szélességű kamacitlemez harántolja, amelyeken gyenge olvadási–újrakristályosodási nyomok is láthatók (24. ábra, a). Ez — az előzőekben már jelzett (19. ábra) hasonló jelenséggel összhangban — arra utal, hogy a harántoló lemez keletkezését kissé későbbi, de szorosan kapcsolódó folyamat eredményezte. A maratott felületeken a kamacitlemezek belső szerkezete is kirajzolódik. Eszerint a lemezeket — a kamacit szabályos, tércentrált kristályszerkezetének megfelelően — egymáshoz szorosan kacsolódó (a felvételeken megközelítőleg négyzetes átmetszetű) építőelemek (egységek) alkotják. Ez többnyire a másodlagos kristályhalmazokon is megfigyelhető. Ezzel szemben a ténit főleg szabálytalan alakú halmazokban, és különböző formájú, többnyire széles „szaggatott" sávokban jelenik meg. Az új (másodlagos) fázisegyüttesben az összes ténit közvetlenül az olvadékból vált ki. A kémiai összetétele is sajátosan alakult. A lemezmaradványok, valamint a különböző megjelenésű elsődleges és másodlagos kamacitkristályok összetétele lényegében azonos. A ténit nikkeltartalmában azonban kis mérésterületen belül is határozott eltérések észlelhetők, még a viszonylag homogénnek látszó „nagy sávrendszereken" belül is (24–25 ábra, IV. táblázat). A



26. ábra. Daubréelit kamacitban

Polírozott felület. Pásztázó elektronmikroszkópi felvétel. A kristályfázisok kémiai összetétele tömegszázalékban: daubréelit: Fe = 17,10; Cr = 42,59; S = 40,31; kamacit: Fe = 93,14; Ni = 6,86; ténit: Fe = 73,71; Ni = 26,29

Figure 26. *Daubréelite in kamacite*

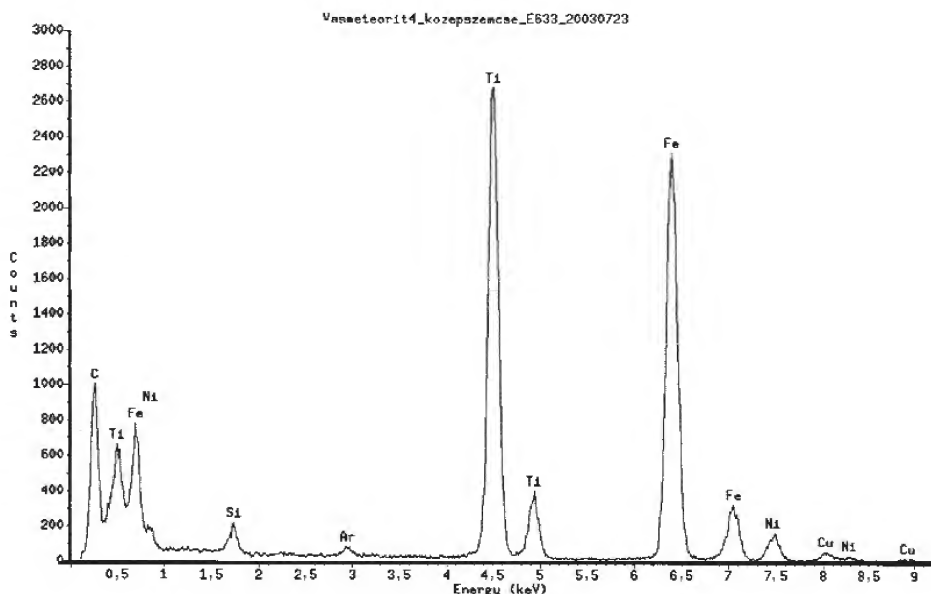
Polished surface. SEM image. Chemical composition of crystal phases (in w%): daubréelite: Fe = 17.10; Cr = 42.59; S = 40.31; kamacite: Fe = 93.14; Ni = 6.86; taenite: Fe = 73.71; Ni = 26.29

lemezmaradványoktól, illetve az olvadékkal harántolt résztől távolodva azonban a ténit nikkeltartalma csökkenni látszik. Ez részben a másodlagos ténitkristályok távolsággal növekvő részarányával is magyarázható. Ennek tisztázásához azonban — mivel a IVA szerkezeti típusú meteoritok eredeti kémiai összetétele (is) heterogén, ami a parciális olvadással tovább növekedett — újabb, kiegészítő vizsgálatok, elemzések szükségesek.

Eddigi elemzések szerint a „másodlagos" képződmények mennyiségének (méretének) növekedésével az új ténitkristályok nikkeltartalma csökken, ami arra utalhat, hogy a hőmérséklet emelkedésével a nikkelnél kissé magasabb olvadáspontú vas egyre nagyobb részarányban kerül olvadékfázisba. Többek között főleg ezzel magyarázható a másodlagos kamacit nagyobb részarányú megjelenése, valamint a különböző másodlagos formákat (halmazokat) alkotó ténitkristályok nikkeltartamában észlelhető — az uralkodónak, ill. átlagosnak tekinthető 34%-tól esetenként pozitív és negatív irányban egyaránt jelentős — eltérés.

A IVA szerkezeti jellegű meteoritrész további fázisai közül a kozmikus testekben egyébként is ritka daubréelitet csak egy méréspontban sikerült kimutatni (26. ábra).

Analitikai elektronmikroszkóppal eddig vizsgált mintákban a titán főelemként a vassal és a nikkellel együtt két szilárd fázisban szerepel, szén nélkül, 10,0 és 46,4% részarányban. A vas és a titán atomrádiusza közötti nagy különbségből (Fe = 0,124, Ti = 0,146 nm) adódóan az adott rendszerben vas-titán ötvözet nem alakulhatott ki.) A szén figyelembevétele nélkül 46,4% titán atomszázalékban a vas mennyiségét is meghaladja (Ti = 49,04%, Fe = 43,51%). Mivel az analitikai elektronmikroszkópi vizsgálatok szerint az elemzett minta karbóniumot is tartalmaz (27. ábra), az adott összetétel, valószínűleg, $(Ti_{0,491}Fe_{0,436}Ni_{0,026}Si_{0,047})C$

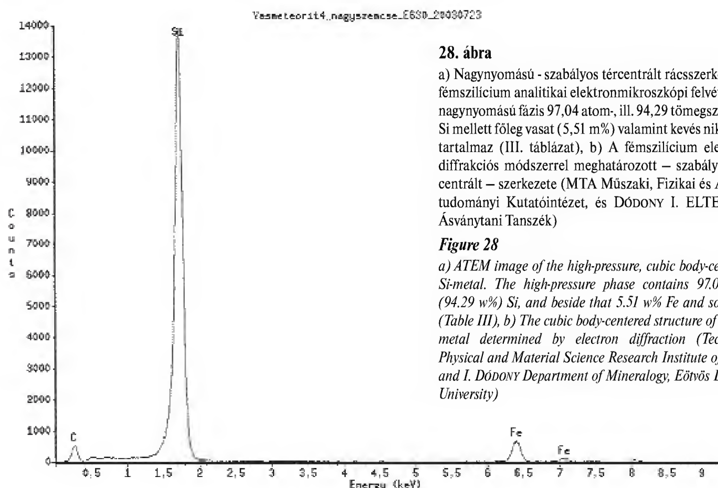


27. ábra. Titán-vas-karbid analitikai elektronmikroszkóppal felvett spektruma

Szén nélkül atomszázalékban 49,04 titánt, 43,51 vasat, továbbá 2,55 nikkelt és 4,68 szilíciumot (m%-ban: Ti: 46,36; Fe: 47,95; Ni:2,95, Si: 2,59) tartalmazó (MTA Műszaki, Fizikai és Anyagtudományi Kutatóintézet), $(Ti_{0,491}Fe_{0,436}Ni_{0,02}Si_{0,047})C$ elméleti összetételű karbid

Figure 27. *Spectrum of Ti-Fe-carbide obtained by ATEM (Technical Physical and Material Science Research Institute of HAS)*

Chemical composition in at%: Ti = 49.04; Fe = 43.51; Ni = 2.55; Si = 4.68; (in w%: Ti = 46.36; Fe =47.95; Ni = 2.95, Si = 2.59), that corresponds to the following theoretical composition: $(Ti_{0.491}Fe_{0.436}Ni_{0.02}Si_{0.047})C$



28. ábra

a) Nagynyomású - szabályos tércentrált rácsszerkezetű - fémszilícium analitikai elektronmikroszkópi felvétele. A nagynyomású fázis 97,04 atom-, ill. 94,29 tömegszázalék Si mellett főleg vasat (5,51 m%) valamint kevés nikkelt is tartalmaz (III. táblázat), b) A fémszilícium elektrondiffrakciós módszerrel meghatározott – szabályos tércentrált – szerkezete (MTA Műszaki, Fizikai és Anyagtudományi Kutatóintézet, és DÓDONY I. ELTE TTK Ásványtani Tanszék)

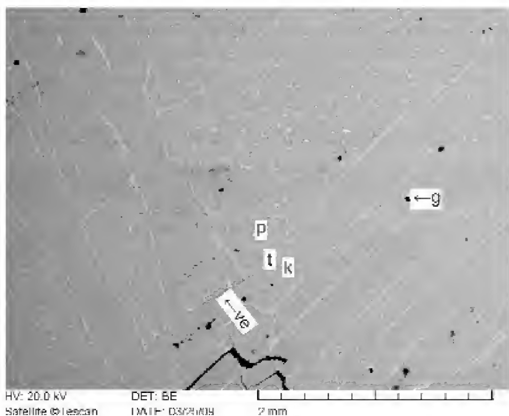
Figure 28

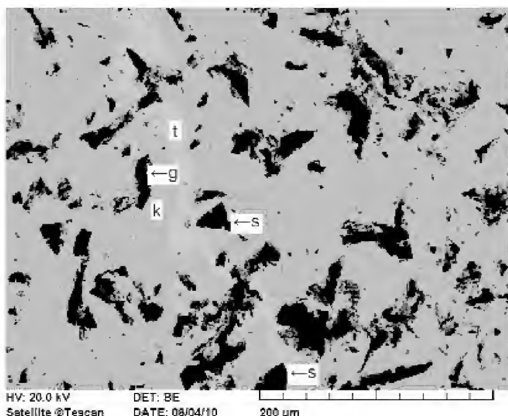
a) ATEM image of the high-pressure, cubic body-centered Si-metal. The high-pressure phase contains 97.04 at% (94.29 w%) Si, and beside that 5.51 w% Fe and some Ni (Table III), b) The cubic body-centered structure of the Si-metal determined by electron diffraction (Technical Physical and Material Science Research Institute of HAS, and I. DÓDONY Department of Mineralogy, Eötvös Loránd University)

képletű titán-vas-karbidnak felel meg. (Részletes vizsgálata, a kristályszerkezet meghatározása folyamatban van.)

WAI & WASSON (1969, 1970) vizsgálatai szerint a vasmeteoritok kevesebb mint 1%-a tartalmaz 30 μg/g-nál több szilíciumot. Legtöbbet a Tucson-ataxitban (0,80%) és a Nedagolla-meteoritban (0,14%) — ezeken belül főleg a kamacitban — mutattak ki. A kaposfüredi oktaedritben 0,20–0,90% a szilícium koncentrációja. Ez az érték azonban — noha az elemzések megfelelő tömegű anyagból készültek — kis területen belül is erősen változik. Esetenként a kamacitban jelenik meg, részben a titánnal együtt, megközelítőleg párhuzamosan növekvő koncentrációban. A ténitben lényegesen ritkábban mutatható ki. Ez — legalábbis részben — azzal magyarázható, hogy a vas a szilíciumot jól oldja, ennek megfelelően a vasban gazdagabb fázis a ténitnél többet tartalmazhat, illetve a szétváláskor főleg a kamacitban koncentrálódhat. Ezt a folyamatot a két fém megközelítőleg azonos atomrádiusza (Fe: 0,124; Si: 0,117 nm) jelentősen elősegíti. A különböző hidrogénnyomáson végzett kísérletek (GROSSMAN 1972, LATTIMER et al. 1978, WOOD & HASHIMOTO 1993, YONEDA & GROSSMAN 1995, LODDERS & FEGLEY jr. 1998 stb.) szerint a szoláris ködből 10^{-3} baron, valamint 1450 K-en kondenzálódó fémfázis mint szilárd oldat a főtömeget adó vas és nikkel mellett — a hőmérséklettől (nyomástól) függően — szilíciumot, kobaltot, valamint — feltehetően — krómot is tartalmazhat. A szilícium azonban főleg fázisalkotó főelemként, nagynyomású, szabályos tércentrált kristályszerkezetű fémszilíciumként (28. ábra, a, b) — esetleg kis részben moissanitként (SiC) — jelenik meg.

A meteorit IVA szerkezeti jellegű része átlagban némileg több mint 1% karbóniumot tartalmaz, ugyancsak erősen egyenlőtlen eloszlásban (29. ábra, a, b). A szén az eddigi vizsgálatok alapján egyértelműen grafitnak minősült. A kamacit- és ténitlemezekben, valamint a plesszitben egyaránt megjelenik, ami — legalábbis részben — preszoláris eredetre, egyes kristályok négyzetes átmetszete pedig gyémánt utáni pszeudomorfózára, chaoitra (csaoitra) utalhat. Ez azonban csak feltételezés, tisztázásához további részletes, főleg szénizotóp-vizsgálatok szükségesek. A





29. ábra. Viszonylag jelentősebb mennyiségű grafitot tartalmazó polírozott felületű minták

a) Szemcsés, részben négyzetes átmetszetű és érkitöltő grafit (g). A grafitszemcsék a kamacitban (k), a plesszitben (p) és részben a ténitben (t) is megjelennek. ve - szemcsés, vékony grafiterek (8b ábra), b) Nagy mennyiségű különböző alakú grafitot (g) és kevés szilíciumot (s) tartalmazó meteoritrész. (8c ábra). k - kamacit, t - ténit.

***Figure 29.** Polished samples containing relatively significant amount of graphite*

a) Grainy, partly square-forming and vein-filling graphite (g). Graphite grains appear in kamacite (k), plessite (p) and partly in taenite (t) too. ve - grainy, narrow graphite veins (Figure 8b), b) Meteorite part containing large amount of graphite (g) with various forms, and small amount of Si (s) (Figure 8c). k - kamacite, t - taenite

kétféle érrendszerben megjelenő grafit részben — valószínűleg — kozmikus térbeli ütközéskor, de a meteorit felületén jelenleg is jól látható kitöltött és kitöltetlen repedések szerint esetleg a földi becsapódáskor keletkezhetett.

Következtetések

1. A kaposfüredi oktaedrit eredeti szerkezete a többszöri hőhatás következtében jelentősen megváltozott. Az első szilárd fázisok — az általánostól, a megszokottól eltérően — viszonylag nagyméretű (0,5–1,0 mm átmérőjű), részben sávszerűen elrendeződött kerekded formákat alkottak. E sajátos képződményeket helyenként a némileg későbbi keletkezésű lemezes kamacit harántolja. Emellett azonban a kamacitlemezek kereszteződése is megfigyelhető. Mindezek arra utalnak, hogy a hőmérséklet-ingadozás hatására a kozmikus test primérnek nevezhető szerkezete is több szakaszban alakult ki. Ezt követte az egyre intenzívebbnek látszó parciális olvadás, amelynek eredményeképpen a lemezek részlegesen, a plesszitalkotók pedig túlnyomó részben — helyenként a lemezekkel együtt teljesen — megolvadtak. Az utóbbi esetekben az eredeti szerkezetet sajátos ténitsávokból és némileg a magmás kőzetek szemcsés szövetére emlékeztető „plesszit"-ből álló halmaz váltotta fel. Ez a folyamat eredményezte a két főfázis nikkeltartalmának jelentős ingadozását. A ténitsávok meteoriton belüli (annak felszínéhez közeli) elhelyezkedéséből arra következtethetünk, hogy a legintenzívebb olvadékképződés, ennek megfelelően a legerősebb átalakulás a légtérben ment végbe.

2. A nikkel a vasnál kisebb hőmérsékleten olvad (Ni: 1455, Fe: 1538 °C), ebből adódóan a fő tömeget alkotó kamacitból, és főleg a plesszitből Ni-ben viszonylag gazdag olvadék képződik, ill. képződött. Ennek köszönhető, hogy a másodlagos fázisokat főleg ténit képviseli. A hőmérséklet emelkedésével az olvadékban a vas koncentrációja növekedett, ennek megfelelően a ténit nikkeltartalma csökkent. A vas részarányának további növekedése a kamacit és a ténit együttes képződését eredményezte. A másodlagos fázisok olvadékból való kiválását a ténit szagattottan sávos megjelenése, valamint a helyenkénti tűs kifejlődése egyaránt és egyértelműen igazolja. Ezek az átalakulások nehezítik meg a kaposfüredi meteorit egyértelmű genetikai–szerkezeti besorolását.

3. Az önálló fázisként megjelenő nagynyomású szilícium sokkhatást, kozmikus térbeli ütközést valószínűsít, de a preszoláris eredet sem zárható ki.

4. A grafit a különböző másodlagos szerkezeti–szöveti típusoktól függetlenül változatlan maradt, ami — az oxidfázisok teljes hiánya mellett — arra utal, hogy az olvadási–kristályosodási folyamat reduktív vagy semleges rendszerben ment végbe.

5. A sziderofil elemek — a vas (Fe), a nikkel (Ni), a kobalt (Co), az arany (Au), a rénium (Re), az irídium (Ir) a platina (Pt), a réz (Cu), a gallium (Ga), a arzén (As), a króm (Cr) és a volfrám (W) — koncentrációja a IVA szerkezeti típusra jellemző határértékek közé (kisebb részben fölé) esik. Mindezek egyértelműen azt jelzik, hogy a kaposfüredi oktaedrit, illetve a forrásanyaga lényegében primer, azaz kondenzációs–akkréciós eredetű.

Irodalom — References

BÉRCZI, SZ., FÖLDI, T., SIMONITS, A. & SZABÓ, A. 1994: Kaposfüred: a new IVA-type iron meteorite from Hungary. —In: *Lunar and Planetary Science XXIX Abstract* #1082.

BRADLEY, J. P. 1994: Nanometer-scale mineralogy and petrography of fine-grained aggregates in anhydrous interplanetary dust particles. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **58,** 2123–2134.

FÖLDI, T., KUBOVICS, I., BÉRCZI, SZ., DETRE, CS., DON, GY. 1998: Iron spherule in Kaposfüred iron meteorite from Hungary. IGCP Ann. M. V. Budapest, 35 p.

GOLDSTEIN, J. J., & OGILVIE, R. E. 1965: The growth of the Widmanstätten pattern in metallic meteorites. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **29,** 893–920.

GROSSMAN, L. 1972: Condensation in the primitive solar nebula. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **36,** 597—619.

HAACK, H., SCOTT, E. R. D., LOVE, S. G., BREARLEY, A. J., MCCOY, T. J. 1996: Thermal histories of IV A stony-iron meteorites: evidence for asteroid fragmentation and reaccretion. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60,** 3103–3113.

KUBOVICS, I., BÉRCZI, SZ., DITRÓI-PUSKÁS, Z., GÁL-SÓLYMOS, K., NAGY, B., SZABÓ, A. 1997: Preliminary report of Kaposfüred: a new iron meteorite from Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica Szeged* 38, 111–117.

LATTIMER, J. M., SCHRAMM, D. N., GROSSMAN, L. 1978: Condensation in supernova ejecta and isotopic anomalies in meteorites. — *Astrophysical Journal* **219,** 230–249.

LODDERS, K., & FEGLEY, B. 1998: *The Planetary Scientist's Companion.* — Oxford University Press, 371 p.

RASMUSSEN, K. L., ULFF-MOLLER, F. & HAACK, H. 1995: The thermal evolution of IV A iron meteorites: evidence from metallographic cooling. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59,** 3049–3059.

SCOTT, E. R. D. & WASSON, J. T. 1975: Classification and properties of iron meteorites. — *Reviews of Geophysics and Space Physics* **13/4,** 527–546.

ULFF-MŘLLER, F., RASMUSSEN, K. L., PRINZ, M., PALME, H., SPETTEL, B. & KALLEMEYN, G. W. 1995: Magmatic activity on the IV A parent body: evidence from silicate-bearing iron meteorites. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59,** 4713–4728.

WAI, C. M., & WASSON, J. T. 1969: Silicon concentrations in the metal of iron meteorites. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **33,** 1465–1471.

WAI, C. M., & WASSON, J. T. 1970: Silicon in the Nedagolla ataxite and the relationship between Si and Cr in reduced iron meteorites. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **34,** 408–410.

WASSON, J. T. 1974: *Meteorites.* — Springer-Verlag, 316 p.

WASSON, J. T. & RICHARDSON, J. W. 2001: Fractionation trends among IV A iron meteorites: contrasts with III AB trends. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **65,** 951–970.

WOOD, J. A. 1968: *Meteorites and the origin of planets.* — McGrow-Hill Book, 117 p.

WOOD, J. A., & HASHIMOTO, A. 1993: Mineral equilibrium in fractionated nebular systems. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57,** 2377–2388.

YONEDA, S., & GROSSMAN, L. 1995: Condensation of CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 liquids from cosmic gases. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59,** 3413–3444.

Kézirat beérkezett: 2011. 10. 24.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

142/3, 307–310., Budapest, 2012

Hírek, ismertetések

Összeállította: PALOTÁS Klára, CSERNY Tibor

Események, rendezvények

Konzorcium alakult a „Szénhidrogén bázisú szennyeződések enzimatikus lebontása és bioindikálása" témakörben

A budapesti székhelyű Elgoscar-2000 Kft., a gyöngyösoroszi Biocentrum Kft., valamint a Nyugat-magyarországi Egyetem Kémiai Tanszéke közös projektjének célja egy úgynevezett bioindikációs protokoll kifejlesztése, amiben egyrészt a növények válaszreakcióit vizsgálják a különböző típusú szennyező anyagokra; másrészt egy olyan speciális szénhidrogénbontó enzimet fejlesztenek ki, amely a földtani közeget ért változó összetételű szénhidrogén-szennyeződéseket szén-dioxiddá, vízzé és szervetlen sókká alakítja át.

A pályázat Európai Unió Európai Regionális Fejlesztési Alapjából valamint a Magyar Köztársaság központi költségvetéséből származó pénzügyi forrásokat is igénybe véve, a Nemzeti Fejlesztési Ügynökség által meghirdetett Gazdaságfejlesztési Operatív Program GOP-2011-1.1.1 konstrukció keretében fog megvalósulni. A projekt teljes futamideje 2 év, amiben az ipari kutatás mellett kísérleti fejlesztéssel történik majd a biokémiai kármentesítési technológiák kidolgozása.

A kutatás-fejlesztés újdonsága az, hogy, a jelenleg alkalmazott kármentesítési technológiáknál a szennyezett talaj, talajvíz tisztítása rezisztens baktériumok kiválasztásával és felszaporításával vagy a génmódosított, az adott mikroflórától, -faunától idegen baktériumok gyártásával és a szennyezett talajba juttatásával történik. Az új módszer lényege, hogy a természetnek a szerves szennyeződésekre adott válaszreakcióit vizsgálva, a válaszreakciók során termelt, a szennyezőanyagokat, lebontó ellenanyagok kinyerésével, ezek szelektív felhasználásával érjük el, hogy a talajt és a talajvizet károsító szerves szennyeződések maradéktalanul lebomoljanak.

További előnye a természetes, helyi reakciók során generált enzimek használatának a rendkívül nagy szelektivitása, ami azt jelenti, hogy csak egy meghatározott reakciót „támogatnak", így kizárható például, hogy a halogénezett alifás szénhidrogénekből a lebontandó anyagnál sokkal toxikusabb pl. vinilklorid képződjön. A tisztításkor használt enzimek, mint a fehérjék lebomlanak, biodegradációval átalakulnak, így jelenlétükkel nem terhelik a természetes környezetet.

MAGYAR Balázs

Beszámoló a 15. Magyar Őslénytani Vándorgyűlésről (2002. május 17–19.)

Idén tavasszal, a Társulat Őslénytani–Rétegtani Szakosztályának vezetése immár tizenötödik alkalommal rendezte meg az Őslénytani Vándorgyűlést. A helyszín, az eredetileg tervezett Sümeg helyett, az Uzsa melletti Hubertusz Szabadidőpark és Panzió volt.

A háromnapos rendezvény első és harmadik napján a kollégák huszonnégy előadást tartottak és 12 posztert mutattak be. A program zsúfolt és egyben izgalmas volt — földtani kor, rendszertani csoport és munkamódszerek tekintetében egyaránt változatosnak bizonyult az elmúlt egy év hazai őslénytani eredményeit felsorakoztató ülés. Idei vendégelőadónk a nápolyi egyetemről érkezett Mariano PARENTE volt, aki „Strontium isotope stratigraphy: principles, methods and applications" címmel tartott előadást.

A korábbiaknak megfelelően a szakosztály vezetősége az idén is díjazta a legjobb előadásokat és posztereket. Ennek kapcsán az alábbi kategóriákban a következő eredmények születtek:

Hallgatói kategória: 1. KARÁDI Viktor, 2. HAJDU Zsófia és CZIRJÁK Gábor, 3. PÁL Ilona.

PhD kategória: megosztott 1 helyezés: BODOR Emese és VIRÁG Attila, 3. RABI Márton.

A Hantken Alapítvány különdíját BODOR Emese kapta

Az idén a program része volt a szakosztály vezetőségének megújítása is. A korábbi vezetőség hároméves mandátumának lejártával leköszönt és a jelen lévők új vezetőséget választottak. DULAI Alfréd régi elnökünket a kollégák újraválasztották. A vezetőségi tagok nagy része is a helyén maradt. Az új vezetőség tagjai: FŐZY István, GALÁCZ András, HABLY Lilla, PÁLFY József és Vörös Attila lettek. A titkár személye (ŐSI Attila) szintén változatlan maradt.

A hagyományoknak megfelelően a rendezvény második napja terepbejárás volt. A program során a Balaton-felvidék és a Bakony néhány nevezetes lelőhelyét keresték fel a résztvevők. A megállók időrendi sorrendben a következők voltak: Nyírespuszta (Csabpuszta, IX számú bauxit külfejtés), Sümeg (Mogyorós-domb, egykori oktatóközpont), Sümeg (Sintérlapi-kőfejtő), Baltavár (felső-miocén gerinces lelőhely), Köveskál (Séd-parti feltárás, Horog-hegy). A kirándulás egyes pontjain a lelőhelyeket kiválóan ismerő kollégák (TÓTH Kálmán, HAAS János, KORDOS László, VÖRÖS Attila és PÁLFY József) tartottak vezetést. A baltavári szemlét a helyi múzeum meglátogatása tette teljessé. A terepi programban eredetileg nem szereplő, Nyirádhoz közeli működő bauxitbánya felkeresésére külön meglepetésnek számított a résztvevők számára. A vándorgyűlésről készült 54 oldalas programfüzet az előadások és poszterek kivonatát és a kirándulásvezetőt egyaránt tartalmazza.

A rendezvényt a Hantken Miksa Alapítvány és a Magyar Természettudományi Múzeum támogatta. A jövőre esedékes 16. vándorgyűlését a tervek szerint a Mecsekben rendezi a szakosztály, a hagyományoknak megfelelően május második felében.

FŐZY István

Perm–triász ökoszisztémák — az IGCP 572. projekt konferenciája Magyarországon

2012. május 30 és június 7 között Magyarországon került sor a Nemzetközi Földtudományi Program (IGCP) 572. számú projektjének záró konferenciájára. A kínai, amerikai, angol, francia és ausztrál kutatók kezdeményezésére 2008-ban indult projekt tárgya a perm–triász határon lezajlott tömeges kihalást követő ökoszisztéma regenerálódás folyamatainak tanulmányozása volt. Tekintettel arra, hogy Magyarországon is ismertek nemzetközi jelentőségű és megfelelően dokumentált perm–triász határszelvények és a tárgykör szempontjából fontos alsó- és középső-triász képződmények néhány hazai kutató csatlakozott a kezdeményezéshez. A projekt irányítói, akik közül többekkel korábbi együttműködések során már kapcsolatba kerültünk, felvetették, hogy a záró rendezvénynek Magyarország adhatna otthont. A felkérést elfogadtuk. A szervezőbizottság elnöke HAAS János, titkára HIPS Kinga lett. A bizottság munkájában DEMÉNY Attila, PÁLFY József, PIROS Olga,

BUDAI Tamás, VELLEDITS Felicitász vett részt. A projekt vezetése részéről elsősorban Zhong-Qiang CHEN (Kína, Ausztrália) és Margaret L. FRAISER (USA) működött közre az előkészítésben. A konferencia rendezője a Magyarhoni Földtani Társulat volt. CSERNY Tibor főtitkár, továbbá KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes a titkárság vezetője végig aktívan segítette a szervezést. A konferencia színhelyéül Egert választottuk. A város idegenforgalmi vonzereje mellett döntésünket elsősorban a Bükk közelsége motiválta, hiszen e hegységben tudományosan kiemelkedően értékes és részletesen feldolgozott perm–triász határszelvényekkel rendelkezünk. A háromnapos konferencián, melynek az Eszterházy Károly Főiskola adott otthont 10 országból 40 kutató vett részt, 22 magas szakmai színvonalat képviselő előadás bemutatására került sor. A konferenciát egynapos bükki terepbejárás követte, amelyen csaknem minden résztvevő jelen volt; HAAS János és HIPS Kinga kalauzolta a vendégeket. Tekintettel arra, hogy számos kolléga igen távoli térségekből jelezte részvételét a konferenciára, a projekt irányítóinak kérésére elő- és utókirándulást is szerveztünk. A háromnapos előkirándulás színhelye a Balaton-felvidék volt, BUDAI Tamás és HAAS János vezette. A háromnapos utókirándulás célja az Aggteleki-hegység alsó- és középső-triász képződményeinek bemutatása volt, ezt VELLEDITS Felicitász, PÉRÓ Csaba és HIPS Kinga vezette. A vendégek tájékozódását kirándulásvezető füzetek segítették. A kirándulások megrendezését a Balaton-felvidéki, a Bükki, és az Aggteleki Nemzeti Parkok sokoldalú támogatása tette lehetővé.

A rendezvény a kutatási terület nemzetközileg elismert kiemelkedő szakembereit és számos tanítványukat vonzotta hazánkba. A magas színvonalú előadások új ismereteket hoztak, új lehetőségeket vetettek fel egy igen fontos kutatási témát illetően. Kitűnő szakembereknek tudtuk bemutatni geológiai értékeinket, kutatási eredményeinket és tudtunk személyesen konzultálni velük egyes problémákról. A konferenciát követően a projekt vezetői és a konferencia számos résztvevője írásban is kifejezte elégedettségét a szervezést és bemutatott geológiai értékeket illetően.

HAAS János

A Nemzetközi Vízföldtani Társulat Ásvány- és Hévíz Bizottsága (IAH CMTW) éves szakmai összejövetele

A rangos, 1968 óta működő bizottságnak a 43. Műhelytalálkozója 2012. augusztus 13–17. között zajlott. Az európai résztvevők mellett Ausztráliából és az Egyesült Államokból is jöttek kollégák. Az első napon a Magyar Tudományos Akadémia Könyvtára előadótermében tudományos előadások hangzottak el, amit a bizottság tagjain túl számos hazai szakmai érdeklődő is figyelemmel kísért.

Az előadások után a bizottság tagjai munkaülést tartottak az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében, ahol a bizottsági munka számos témakörét tekintették át, pl. szakmai kiadványok megjelentetése, rendezvények stb.

A műhelytalálkozó további négy napján az ország különböző pontjain az ásvány- és/vagy hévíz hasznosításával foglakozó létesítményeket látogattunk meg.

Budapesten a Gellért-táró meglátogatása után a Gellért, Király, Széchenyi fürdőben az élmény, relaxációs és sport tevékenységre kialakított részlegek, valamint a gyógyászati alkalmazások bemutatása mellett, kiemelt figyelmet fordítottunk a termál- és gyógyvíztermelés vízföldtani hátterének megismertetésére is.

Vidéki célpontjaink közül a Hévízi-tó a gyógyászati alkalmazáson túl vízföldtani szempontból is egy különlegesség, hiszen a tó alatti kráterből — a hideg és meleg karsztvizek keverékeként — óriási mennyiségű (napi 35 000 m^3) termálvíz áramlik fel.

Látogatást tettünk a nemrégiben elkészült egerszalóki fürdőben, az egri Török fürdőben, Miskolctapolcán a Barlangfürdőben, valamint Hajdúszoboszlón a 32 hektáron elterülő élmény- és gyógyfürdő-komplexumban. A látogatások alkalmából a területet jól ismerő hidrogeológus szakértő ismertette a régió és a létesítmény hidrogeológiáját, amit minden esetben élénk szakmai vita követett. DEÁK József (GWIS Kft.) és LORBERER Árpád (VITUKI) Budapestet, TÓTH György (MFGI) a Hévízi-tavat, LÉNÁRT László (Miskolci Egyetem) a Bükk környékét (Eger, Miskolctapolca), BUDAY Tamás (Debreceni Egyetem) pedig Hajdúszoboszló vonatkozó hidrogeológiáját ismertette. A hévizek gyógyászati célú alkalmazásának Magyarországon kiemelkedően nagy a jelentősége.

A hévíz fűtési célokra való alkalmazásai közül Veresegyházon a közösségi épületek fűtését kiszolgáló rendszert ismertük meg, amit a tervező cég hidrogeológusa, VITAI Zsuzsanna mutatott be.

A palackozott vizekből kóstolóval egybekötött előadás keretében DEÁK József (GWIS Kft.) adott válogatást, ahol a bizottság tagjai a kémiai összetétel ismeretében kortyolgathatták a sokféle magyar ásványvizet.

A záró vacsorán a résztvevők kiemelték, hogy mind hidrogeológiai, mind az alkalmazások szempontjából nagyon sok új ismeretet szereztek. Ennek megerősítéseként a bizottság elnöke, James LAMOREAUX (USA), fölkérte a szervezőket, hogy az előadásokból az előadók segítségével szerkesszenek egy külön kötetet, ami valószínűleg az Environmental Earth Sciences (Spinger) folyóirat egyik számaként fog megjelenni.

FÓRIZS István, DEÁK József, LORBERER Árpád

HUNGEO–XI — a HUNGEO eleven „Korszerű földtudományi oktatás — versenyképes gazdaság"

A 2010-ben Szombathely központtal tartott X. HUNGEO-n körbeértünk, bezárult a tíz rendezvényből álló ciklus. Néhányan úgy véltük, ez jó alkalom a befejezésre. Mások viszont a folytatás mellett törtek lándzsát, élükön az energikus MIKA Jánossal, az egri Eszterházy Károly Főiskola meteorológia-professzorával. A „Mika-viadal" a vállalkozó szelleműek győzelmével végződött. A HUNGEO–XI. megvalósult, Egerben. A „kicsinyhitűek" nevében is örülünk a sikernek.

Mint 1996 óta minden alkalommal, így most is ZIMMERMANN Katalin kezében futottak össze a szervezés szálai. A rendezvény kiemelt támogatója a MOL Nyrt. volt.

2012. augusztus 21-i egynapos előkiránduláson (28 fő) a kánikulai terepbejárást Eger környékén DÁVID Árpád docens vezényelte. Mezőkövesd matyó világa, a siroki vár, a verpeléti vulkáni kúp, az egerszalóki forrásmészkő domb szerepelt a látnivalók között.

A konferenciára összesen 10 országból 104 fő regisztrált. (Amerikai Egyesült Államok, Anglia, Ausztrália, Magyarország, Norvégia, Románia, Szaúd-Arábia, Szerbia, Szlovákia, Ukrajna).

A regisztrálás a nagy múltú Líceumban történt. MIKA János, a HUNGEO TOP elnöke nyitotta meg a rendezvényt. Köszöntést mondtak:

— HABIS László, Eger megyei jogú város polgármestere,
— HAUSER Zoltán, az Eszterházy Károly Főiskola rektora,
— LIPTAI Kálmán, a Természettudományi Kar dékánja,
— BAKSA Csaba, a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke.

DUDICH Endre és ZIMMERMANN Katalin bemutatta „A HUNGEO 15 éves története" című 151 oldalas, A/4 formátumú kiadványt. Tíz plenáris előadás hangzott el. Az előadások után a résztevevők kulturális programok közül válogathattak.

2012. augusztus 23-án szekcióülések és poszterbemutató volt. Összesen 44 előadást tartottak (geofizika 6, geográfia 6, geológia 11, meteorológia 13, kartográfia 2, oktatás 3) és 15 posztert mutattak be.

A HUNGEO TOP Bizottság ülésén MIKA János javasolta, hogy a HUNGEO programba a bányászokat (OMBKE) is be kellene vonni. Az OMBKE elnöke, NAGY Lajos, már jelen is volt a megnyitón. A zsűri javaslata alapján odaítélték a HAJDÚ-MOHAROS József ifjúsági díjakat.

A 35 évesnél fiatalabb szakember által bemutatott legjobb poszterért járó díjat BUGLEDITS Éva, BENKÓ Zsolt, RÉCSI András nyerte el. A 30 évesnél fiatalabb szerzőnek a legjobb szakdolgozatért járó díjat SZABÓ Brigitta kapta.

A bizottság úgy határozott, hogy a 2014. évi rendezvény helyszíne Debrecen lesz. Utókirándulás Romániában, az Erdélyi-érchegységben az Arany-négyszög meglátogatása lenne.

A kétnapos utókirándulást a Magas-Tátrába DÁVID Árpád vezette. Érintettük Kassát, Eperjest, Poprádot. Ótátrafüredről kirándultunk a Tarajkára és a Nagy-Tarpataki vízesés völgyébe. A Gombaszögi barlangot útba ejtve visszatértünk Egerbe.

A kiadványok köre jelentősen kibővült. Program és kivonatok kötet (KOVÁCS-PÁLFFY Péter szerkesztésében), a Kirándulásvezető (DÁVID Árpád és FODOR Rozália munkája) mellett most először készült az 55 előadás teljes szövegét és angol kivonatát tartalmazó 366 oldalas(!) Konferenciakötet is, a Főiskola Földrajz Tanszéke jóvoltából (PAJTÓKNÉ TARI Ilona). A kiadványok és egy fényképgyűjtemény a www.foldtan.hu honlapon érhető el.

DUDICH Endre, KOVÁCS-PÁLFFY Péter

HUNGEO 2012. EGER*

Tisztelt Elnök Úr!
Hölgyeim és Uraim!
Kedves Kollégák szerte a Kárpát-medencéből és a nagyvilágból!

Szeretettel, nagy tisztelettel és némi meghatottsággal köszöntöm a jelenlévőket a Magyarhoni Földtani Társulat nevében. Külön öröm, hogy a magyar történelem egyik dicsőséges eseményének helyszínén, Eger városában rendezhettük meg 11. világtalálkozónkat. Köszönet a házigazdáknak, a patrónusoknak és a lehetetlent nem ismerő, szorgalmas szervezőknek, hogy ma itt lehetünk, és újra megerősíthetjük és demonstrálhatjuk a földtudományok magyar művelőinek összetartozását és jobbítani akarását.

Nekem személyes okom is van a meghatottságra és az örömre, hiszen 1969-ben itt Egerben adtam oda a Kertész utca 126-ban a munkakönyvemet először az OÉÁ Kutató és Termelő Műveinél a személyzeti osztályon, hogy megkezdjem geológusi munkámat a Mátra hegységben, a recski érckutatásoknál. Csaknem húsz évet töltöttem ott. Egerben is számos barátot szereztem. Szakmai pályafutásom legszebb évei voltak.

Azóta sok év telt el, a földtudományokban hazai és nemzetközi téren is számos, jegyzett sikert értek el szakembereink, de amiben a legtöbb változás történt az, hogy alapjaiban átalakult politikai és makrogazdasági környezet, amelyben élnünk és dolgoznunk kell. A magyar társadalom és szakmáink művelői ennek minden pozitív hatása mellett, ma elsősorban a nehézségeit kénytelenek átélni és elszenvedni, ami megmutatkozik mind az egyéni boldogulás, mind az intézményes tevékenységek területén egyaránt. Nem kell talán ecsetelnem, hogy a földtudományok és a vele rokon műszaki diszciplínák, mint például a bányászat társadalmi megítélése, egyben politikai támogatottsága milyen alacsony nemcsak hazánkban, de sajnos egész Európában. Ennek több oka van, amelyeket elsősorban a rosszul értelmezett természet-és környezetvédelem, a média-befolyásoltság, az oktatás hiányosságai és a központi finanszírozási csatornák ellenérdekű prioritásaiban kell keresnünk. Mindez arra kell, hogy ösztönözzön bennünket, hogy töretlen hittel, szakmai megalapozottsággal, itthon és szerte a világban dolgozó és jó hírünket nagykövetekként közvetítő kollégáinkkal összefogva, egyetértésben folytassuk ezt a nagyszerű sorozatot, és a HUNGEO következő, 12. összejövetelén, szintén egy egyetemi városban, mondjuk talán Debrecenben, már egy új stratégiával, szebbnél szebb programokkal vághatunk neki a következő 15 évnek.

A Magyarhoni Földtani Társulat, mint a hazai földtudományok egyik legrégibb, már patinás, 164 éves szervezete az idén tavasszal tisztújítást tartott. Az új elnökség erkölcsi kötelességének tekinti a magyar származású, földtudományokkal foglalkozó szakemberek támogatását, a szép magyar szakmai nyelv ápolását, a rokon szakmák összefogását, érdekérvényesítő képességének növelését, a hagyományok megőrzését és dokumentálását mindannyiunk közös érdekében. Ehhez lelki muníciót Wass Albert így adott nekünk Volt egyszer egy ember c. írásában:

„Volt egyszer egy ember, aki az ő háza udvarán oszlopot épített az ő Istenének. De az oszlopot nem márványból faragta, nem kőből építette, hanem ezer, meg ezer apró csillámló homok szemcséből és a homokszemcséket köddel kötötte össze. És az emberek, akik arra járva látták, nevettek rajta és azt mondták: bolond.

És jött az első szél és nem döntötte össze. És jött a második szél és nem döntötte össze. És akárhány szél jött, egyik sem döntötte össze, hanem mindegyik szépen kikerülte az oszlopot, amely hittel épült....

És egy napon — az emberek — berohantak az udvarra, és ledöntötték az ő oszlopát. És az ember nem szitkozódott, nem sírt, hanem kiment megint az ő udvarára. És hittel a szívében kezdett új oszlopot építeni az ő Istenének. És az oszlopot nem faragta márványból, sem nem építette kőből, hanem megint sok-sok apró homok szemcséből és a homok szemcséket köddel kötötte össze."

BAKSA Csaba

* Elhangzott Egerben 2012. augusztus 22-én.

Személyi hírek

Gyászhírek

Fájdalommal tudatjuk, hogy JUHÁSZ András, a műszaki és földtudományok kandidátusa, a Műszaki Földtudományi Kar volt docense, a volt Borsodi Szénbányák főgeológusa, a Magyarhoni Földtani Társulat tiszteleti tagja életének 82. évében elhunyt.

Emléke szívünkben és munkáiban tovább él!

Könyvismertetés

Scheuer Gyula 2012: A hazai karsztos vizek nyomelemei

Magánkiadásban, 74 db A/4 méretű oldal terjedelemben, 30 db ábra, 14 db táblázat, 68 db színes fotó és 117 tételes irodalomjegyzék terjedelemben, reprezentatív kivitelben jelent meg a Kárpát-medence és néhány azon kívüli nevezetes karsztos hévízelőfordulás nyomelemtartalmát és a nagytektonikával, földrengésekkel való kapcsolatát bemutató könyv a Szerző 80. születésnapja alkalmából. A nyomelemzési eredmények értékelési lehetőségeinek kiterjesztéséhez a Szerző mellékelte a vizsgált 63

lelőhely hévizeinek fő- és nyomelemmennyiségét és a hőmérsékleti adatait is. Ezek közül 50 hazai, amelyek jórészt felölelik a legfontosabb hazai felszíni és esetenként a karsztos hegységekhez közeli felszín alatti hévíz-előfordulásokat, mint a Dunántúli-középhegység és ennek K-i, ill. ÉNy-i előtere, a Bükk, a Mátra környéke, a Kisalföld, a Balaton DNy-i előtere és a Mecsek–Villány karsztterülete. A külföldiek közül két ausztriai, két szlovákiai, négy erdélyi előfordulást részletesen ismertet, míg egy-egy horvátországi, olaszországi, marokkói, rhodoszi és adriai vízminta elemzését is mellékelte az összehasonlítási lehetőségek kiterjesztése céljából. A begyűjtött vízminták 20–23 nyomelemének koncentrációját a Magyar Állami Földtani Intézet Geokémiai Laboratóriumában határozták meg.

Az így kialakított adatbázis önmagában is nagy értéket képvisel, s kiválóan felhasználható lesz majd a további ilyen irányú kutatásoknál. A dolgozat igazi jelentőségét azonban az eddigi elemzésekből levont következtetések adják. A Szerző megállapította, hogy a hévizek nyomelemeinek egy része a földkéreg mélyéből származik, továbbá, hogy ezeket a hévizeket 9 db vezető nyomelem (a B, Sr, F, Li, Br, J, Ba, Rb, Cs) jellemzi. Közülük a B, Sr, és a F általában domináns, míg a Br, J és a Li ingadozó mennyiségűek. A minták egy részénél a vizek hőmérsékletével az oldottanyag-tartalom növekvő, míg másoknál ilyen összefüggés nem volt megállapítható.

Jellemző a vizsgált vizek nyomelemtartalmára a jelentős mértékű inhomogenitás. Megfigyelhető volt, hogy egymáshoz közeli lelőhelyről származó minták egyszer hasonlóak, máskor, pedig jelentősen eltérnek egymástól a nyomelemtartalom alapján. Közismert, hogy a vizsgálatok által lefedett terület tektonikai szempontból rendkívül bonyolult felépítésű. A Szerző — úgy tűnik helyesen — arra a következtetésre jutott, hogy a megfigyelhető nyomelem-összetételi inhomogenitást az eltérő lemeztektonikai és az azáltal vezérelt földtani környezet következtében kialakult, viszonylag kisméretű karsztvízrendszerek hozták létre.

A könyv az érdeklődők számára a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet Földtani Szakönyvtárában érhető el.

JÁMBOR Áron

A GEOlitera gondozásában megjelent **FŐZY István és SZENTE István** könyve **Ősmaradványok — A Kárpát–Pannon térség kövületei** címmel. 2. bővített kiadás. Szeged, GeoLitera, 2012. 579

p.